

## Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах

## МАТЕРИАЛЫ

Всероссийской научной конференции с международным участием

К 120-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова (24.10.1894 – 30.10.1971)

Новосибирск 2014













ООО «СибГео» г. Сорск







Феликс Николаевич Шахов (24.10.1894 – 30.10.1971)

#### RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCE SIBERIAN BRANCH V.S. SOBOLEV INSTITUTE OF GEOLOGY AND MINERALOGY

THE FEDERAL AGENCY FOR SUBSOIL USE SIBERIAN RESEARCH INSTITUTE OF GEOLOGY, GEOPHYSICS AND MINERAL RESOURCES

THE MINISTRY OF EDUCATION AND SCIENCE OF RUSSIA TOMSK POLYTECHNIC UNIVERSITY NOVOSIBIRSK STATE UNIVERSITY

## PRECIOUS METALS, RARE AND RADIOACTIVE ELEMENTS IN THE ORE-FORMING SYSTEM

Materials Russian scientific conference with international participation Dedicated to the 120th anniversary of the birth of Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences, Professor Felix Nikolaevich Shakhov

(Novosibirsk, October 28–30, 2014)

Novosibirsk 2014

#### РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ СИБИРСКИЙ НИИ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

## БЛАГОРОДНЫЕ, РЕДКИЕ И РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМАХ

Материалы

Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 120-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова

(Новосибирск, 28–30 октября 2014 г.)

Новосибирск 2014

#### УДК 550.4+553 ББК 26.30+26.341 Б681

Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах / Матер. Всерос. науч. конф. с междунар. участием, посвященной 120-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова (Новосибирск, 28–30 октября 2014 г.) – [Электрон. ресурс: октябрь 2014]. – Новосибирск, 2014. – 752 с. – Режим доступа: http://shakhov.igm.nsc.ru/pdf/, свободный.

#### ISBN 978-5-4262-0056-2

докладов Всероссийской научной конференции Сборник содержит материалы С международным участием, посвященной 120-летию со дня рождения основателя сибирской геохимической школы, члена-корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова (24.10.1894-30.10.1971). В статьях обсуждаются проблемы в различных направлениях геологии, минералогии и геохимии: 1) геодинамические обстановки формирования месторождений благородных, редких и радиоактивных элементов; роль плюмового магматизма; 2) благородные, редкие и радиоактивные элементы в эндогенных процессах; 3) благородные, редкие и радиоактивные элементы в экзогенных процессах; 4) роль микро- и наноразмерных компонентов в рудоформирующих процессах; 5) геохимия благородных, редких и радиоактивных элементов в углеродсодержащих рудообразующих системах; 6) современные процессы формирования месторождений благородных, редких и радиоактивных элементов; 7) роль микроорганизмов в концентрировании благородных, редких и радиоактивных элементов; 8) проблемы оценки и освоения техногенных месторождений; 9) проблемы подготовки кадров (специалисты, аспиранты).

Для широкого круга научных работников, а также для преподавателей, аспирантов и студентов высших учебных заведений, специализирующихся в области наук о Земле.

Редакционная группа Е.В. Айриянц, Д.К. Белянин, А.А. Запорожченко

Публикация выполнена с авторских оригиналов с незначительными редакционными правками

#### Организаторы и спонсоры конференции

Сибирское отделение РАН Институт геологии и минералогии СО РАН Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья Томский политехнический университет Новосибирский государственный университет Российский фонд фундаментальных исследований (РФФИ) – проект 14-05-20060-г ООО «Геология Сибири», г. Сорск Международная ассоциация по генезису рудных месторождений (IAGOD) Общество экономической геологии (SEG)

> © Коллектив авторов, 2014 © ИГМ СО РАН, 2014

ISBN 978-5-4262-0056-2

## СОДЕРЖАНИЕ

Рихванов Л.П., Жмодик С.М., Коробейников А.Ф., Нестеренко Г.В., Ножкин А.Д., Росляков Н.А., Рослякова Н.В., Сухоруков Ф.В. Жизненный путь в науке. К 120-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова	15
Абрамов Б.Н., Усманов М.Т. Ключевское золоторудное месторождение (Восточное Забайкалье)	20
Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Au-Ag-Te-Bi-REE-U минерализация Мугунского рудопроявления Аллах-Юньской металлогенической зоны	26
Ароузов С.И., Машенькин Б.С., Гыоалко Б.И., Субыко А.Ф. Гедкометалльный потенциал углей Северной Азии (Сибирь, российский Дальний Восток, Казахстан, Монголия) Аули Э. Белов С.В. Геолинамические условия формирования золотого оруденения зоны	32
Ин-Уззал в Алжирской Сахаре Бакшеев H A. Росляков H A. Калинин Ю A. Генетические особенности золотоносности	37
поздненеоплейстоценовых отложений юга Западной Сибири Барабащева E E Роль органического вещества в процессах миграции	56
минералообразования и рудогенеза с точки зрения биогеохимического рециклинга Белов С.В., Владыкин Н.В., Яковлев Л.А. Фосфорно-уран-релкоземельное оруденение в	64
Бафском районе Ирана и его геодинамическая позиция Белянин Л.К., Жмодик С.М., Айрияни Е.В., Росляков Н.А. Минералого-геохимические	71
особенности неопротерозойских-нижнепалеозойских углеродистых отложений Икат-Багдаринской зоны (Западное Забайкалье)	89
Богуславский А.Е., Гаськова О.Л., Сурнин А.И., Носов С.Ю. Оценка естественных барьеров безопасности при консервации хранилищ низкоуровневых радиоактивных отходов	97
Будяк А.Е., Спиридонов А.М. Геохимическая характеристика Au-U месторождений Северного Забайкалья	103
Ванин В.А., Гладкочуб Д.П. Геология и этапы формирования золоторудного поля Мукодек (Северное Прибайкалье)	111
Викентьева О.В., Гамянин Г.Н. Редкие земли в породах и минералах месторождений Аркачан и Мангазейское Кысыл-Тасской металлогенической зоны, Западное Верхоянье	118
Виноградова Е.А. Об интрузивно-магматическом контроле различных типов оруденения Казахстана	123
Влаоимиров А.Г., Загорскии В.Е., Шварцев С.Л., Исупов В.П., Смирнов С.З., Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Волкова Н.И., Гертнер И.Ф., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Анникова И.Ю., Колпакова М.Н., Михеев Е.И., Котлер П.Д., Гаврюшкина О.А. Геохимические тенденции концентрирования лития в земной коре и на её дневной поверхности	129
Ворошилов В.Г. Рудогенные геохимические поля гидротермальных золоторудных месторождений Сибири	135
Восель Ю.С., Страховенко В.Д., Макарова И.В. Применение метода последовательного выщелачивания и альфа-спектрометрии для изучения путей миграции и способов накопления U в компонентах озерных систем	141
Гармаев Б.Л. Сагансайрская золоторудная зона (Восточный Саян): геологическое положение и особенности состава руд	147
Гаськов И.В., Павлова Г.А., Владимиров А.Г., Гвоздев В.И. Индий и другие элементы- примеси в рудах колчеданно-полиметаллических и оловосульфидных месторождений Сибири и Дальнего Востока	156
Глазунов О.М., Радомская Т.А., Меньшиков В.И., Власова В.Н. Геохимия благородных элементов на этапах становления разных базит-гипербазитовых массивов	163
<i>Глухов А.Н.</i> Медно-порфировые рудные системы Приколымского террейна <i>Гордиенко И.В.</i> Металлогения различных геодинамических обстановок Монголо-	167
Забайкальского региона	171

Гречищев О.К. Сангиленский геолого-экономический район Республики Тыва: точки экономического роста	181
<i>Густайтис М.А., Мягкая И.Н., Щербов Б.Л., Лазарева Е.В.</i> Миграция ртути, в техногенных системах с экстремально высокими содержаниями ртути (Урское хвостохранилище, Кемеровская область)	184
<i>Дамдинов Б.Б.</i> Зун-Оспинское золоторудное месторождение: геологическое строение, вещественный состав руд	191
Дербеко И.М., Вьюнов Д.Л., Бортников Н.С. Роль взаимодействия механизмов плюм- и плейт-тектоники при формировании золото-серебряной минерализации Верхнего Приамурья (Россия) в позднем мезозое	194
Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Жмодик С.М., Изох А.Э. Термохимическая модель плюма, плюмовый магматизм и металлогения	200
Домаренко В.А., Карепина К.В., Чернев Е.М. Аномалии радиоактивности и сопутствующая минерализация в железных рудах Бачкарского рудного узла	202
<i>Домаренко В.А., Краморенко С.В., Чернев Е.М.</i> Поведение урана и радия при формировании руд месторождения Дыбрын (Витимский урановорудный район, республика Бурятия)	210
Дорошков А.А. Использование ГИС-технологий при поисках и оценке платиноидно-медно- никелевых месторождений	217
<i>Душин В.А.</i> Своеобразие геодинамической позиции урановых, уран-ториевых и комплексных уран-редкометалльных объектов Уральского Севера.	220
<i>Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., [Рафаилович М.С.], Ойцева Т.А.</i> Геодинамические обстановки формирования золоторудных и редкометалльных месторождений Восточного Казахстана	224
<i>Жмодик С.М., Кириченко И.С., Белянин Д.К., Хлыстов О.М.</i> Факторы, контролирующие распределение урана, фосфора и микроэлементов в осадках Академического хребта озера Байкал (St8;St11)	233
Жмодик С.М., Миронов А.Г., Белянин Д.К., Айриянц Е.В., Киселева О.Н. Типы углеродистых образований юго-восточной части Восточного Саяна	239
Журкова И.С. Влияние низового пожара на перераспределение химических элементов	246
Загорский В.Е., Травин А.В. Завитая и Дурулгуй – два петрогенетических типа редкометалльных гранитно-пегматитовых систем в Восточном Забайкалье	251
Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Эдер В.Г. Золото и платина в породах черносланцевой баженовской свиты Западно-Сибирского морского бассейна	257
Злобина Т.М., Мурашов К.Ю., Котов А.А. Моделирование структурно-динамических условий локализации Au-Q жил месторождения Ирокинда (Муйский золоторудный район)	264
серебряного месторождения и их типизация (Нижне-Таежный рудный узел, Северное Приморье)	272
Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Сухорукова Е.И., Наумов Е.А., Сухоруков В.П., Жимулев Ф.И. Штокверковая золотосульфидная минерализация рудного поля Райгородок (Северный Казахстан)	275
Кириченко И.С., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К., Огородникова О.Л., Мирошниченко Л.В. Геохимические и минералогические особенности донного осадка грязевого котла «Сизый» (кальдера Узон Камчатка)	275
Киселева О.Н., Жмодик С.М., Белянин Д.К. Микроструктурные особенности минералов платиновой группы – индикаторы ремобилизации ЭПГ в хромититах офиолитов Восточного Саяна	287
Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Благороднометалльная геохимическая специализация пикритовых и пикродолеритовых комплексов Южного Урала и геодинамические условия и формирородия	202
их формирования Кокин А.В. Геохимия золота в углеродсодержащих рудообразующих системах юго- восточной Якутии	293 299

Колпаков В.В., Кириллов М.В. Типы источников золота россыпей Ортон-Федоровского рудного узла	304
Коробейников А.Ф. Мантийно-коровые рудообразующие системы благородных металлов	311
Костин А.В. Магматизм Восточной Якутии: ГИС-проект, базы данных, полезные ископаемые и прогнозные модели	316
Кропачева М.Ю., Мельгунов М.С., Макарова И.В. Техногенные радионуклиды в пойменных макрофитах ближней зоны влияния Красноярского ГХК: временные и пространственные изменения содержаний	321
Крюков В.Г. Плюмовый магматизм и золотое оруденение Приамурья	326
Кужугет Р.В., Лебедев В.И. Формационная принадлежность и минеральные типы золото- кварцевых месторождений Алдан-Маадырского золоторудного узла (Западная Тува)	332
Кузнецов С.К., Майорова Т.П., Шайбеков Р.И., Сокерина Н.В., Филиппов В.Н. Минеральный состав и условия формирования золотоплатинопалладиевых проявлений севера Урала и Пай-Хоя	342
Кузьмина О.Н., Матайбаева И.Е., Дьячков Б.А., Черненко З.И. Геолого-петрологические и минералого-геохимические критерии прогноза и поиска редкометалльных месторождений Восточного Казахстана	3/18
Пазалева $F B$ Особенности минералообразования в микробных сообществах	355
Лазирски Е.В. Сеобенности минераловоразования в микрооных сообществах Лапина В.В. Геоэкологические проблемы разработки месторождений золота на территории России	363
Лаптев Ю.В. Сульфатно-хлоридные высокотемпературные флюиды с участием золота и редких элементов (экспериментальные данные)	366
Лапухов А.С., Головина И.С. Термобарогеохимические параметры различных фациальных уровней порфировых рудообразующих систем	371
<i>Лебедев В.И</i> . Флюидный режим минералообразования золоторудного месторождения Таграгра-де-Акка (Морокко)	377
<i>Леонова Г.А., Бобров В.А., Климин М.А., Копотева Т.А., Кривоногов С.К.</i> Редкоземельные элементы в голоценовом разрезе сапропеля озера Очки (Южное Прибайкалье)	384
Мазуров А.К. Металлогения островных дуг Казахстана	391
Мазуров М.П., Шихова А.В., Титов А.Т., Васильев Ю.Р. Микроструктура магнетитов как индикатор специфики рудно-магматических систем траппов Приенисейского района Сибирской платформы	396
<i>Макагон В.М.</i> Геохронологические, геохимические и генетические взаимоотношения гранитов и редкометалльных пегматитов Восточного-Саянского пояса (Восточная Сибирь, Валагос)	400
Россия) Мальцев А.Е., Лазарева Е.В., Леонова Г.А., Бобров В.А., Мирошниченко Л.В. Минеральный состав и реохимия голоценового разреза сапроцедя озера Минзелинское (Новосибирская	409
область)	414
Маркович Т.И., Разворотнева Л.И., Исупов В.П., Гилинская Л.Г., Владимиров А.Г. Иммобилизация урана донными осадками соленых озер Северо-Западной Монголии	421
<i>Маслов А.В., Ковалев С.Г.</i> Благороднометалльная специализация терригенных пород нижнего и среднего рифея Башкирского антиклинория (Южный Урал)	427
<i>Мацапулин В.У., Черкашин В.И., Юсупов А.Р., Исаков С.И.</i> Геохимия благородных металлов в черносланцевых толщах Восточного Кавказа (Дагестан)	433
<i>Мелентьев Г.Б.</i> Магматогенно-ликвационная модель редкометалльного рудообразования и ее прикладные следствия	436
<i>Мельников М.Е., Сеоышева Т.Е.</i> Редкоземельные элементы в железомарганцевых корках Магеллановых гор (Тихий океан) <i>Мененовых сор (Колотичница, Т.Е., Боргинарии с больной сорона</i>	442
мехоношин А.С., Колотилина 1.Б. Геодинамическая оостановка формирования благороднометальной минерализации базит-ультрабазитовых комплексов юга Сибири Миталицииа Т.И. Социан О.Т. Питопоро реохудитеские успользования рудов социальной	450
толщ золотого оруденения юго-восточного фланга Яно-Колымского орогенного пояса	455

Морозова Л.Н., Серов П.А., Баянова Т.Б. Новые данные по альбит-сподуменовым и полевошпатовым пегматитам Колмозерского месторождения (Балтийский щит)	466
<i>Мягкая И.Н., Лазарева Е.В., Густайтис М.А., Щербов Б.Л., Жмодик С.М.</i> Перераспределение Au и Ag между отходами обогащения руд Ново-Урского месторождения и торфом в системе хвостохранилища	477
Наумов Г.Б., Кременецкий А.А. Комплексный геолого-геохимический анализ перспектив конкретных территории на твердые полезные ископаемые	484
Нестеренко Г.В., Колпаков В.В., Бобошко Л.П. Самородное золото в осадочном цикле – заметки по проблеме в свете высказываний Ф.Н.Шахова	506
<i>Ножкин А.Д.</i> Условия размещения и геолого-геохимические предпосылки формирования уранового, золотоуранового, золотого и редкометалльного оруденения в Центральном металлогеническом поясе Енисейского кряжа	513
<i>Округин А.В., Журавлев А.И., Мохначевский Г.В., Ибрагимов К.З.</i> Топоминералогическая проекция эндогенной минерализации благородных металлов, редких и радиоактивных элементов Центрально-Алданской магматогенной системы (Алданский щит, Россия)	521
Осинцев С.Р., Колпаков В.В. О пространственно-генетической связи коренной и россыпной золотоносности Карийского рудного поля (Восточное Забайкалье)	529
Пак Н.Т., Ивлева Е.А. Геодинамические обстановки и типизация крупных месторождений золота Тянь-Шаня (Кыргызстан)	535
Паршин А.В., Спиридонов А.М. Методические и технические решения геолого-геохимических ГИС для обеспечения комплексных научных исследований золоторудных объектов	542
Поцелуев А.А. Благородные элементы в урановых и редкометалльных месторождениях Центральной Азии	550
Птицын А.Б. Проблемы освоения техногенных месторождений Забайкалья	556
<i>Пшеничкин А.Я.</i> Возможный вклад в образование наночастиц самородных металлов в минералах в результате естественного радиоактивного распада элементов (на примере элементов платиновой группы)	561
<i>Пшеничкин А.Я.</i> О распределении золота в пиритах золоторудных месторождений Алтае- Саянской складчатой области	565
Разворотнева Л.И., Богуславский А.Е., Гилинская Л.Г., Григорьева Т.Н. Физико- химическое моделирование процессов связывания и удержания радионуклидов на геохимических барьерах	570
<i>Рихванов Л.П.</i> Радиоактивные элементы как индикатор породо- и рудообразования в развитие идей Ф. Н. Шахова	577
Рождествина В.И. От наночастицы к самородку – роль твердофазной трансформации в рудообразующих процессах	583
Росляков Н.А., Жмодик С.М., Страховенко В.Д., Восель Ю.С. Геохимия урана в процессах выветривания и гидрогенного рудообразования	591
Рослякова Н.В., Росляков Н.А. Поисковые критерии золоторудных столбов	599
<i>Рудмин М.А.</i> Элементы-примеси в железорудных оолитах Бакчарского узла (Томская область) <i>Рыборак М.В., Альбеков А.Ю., Бойко П.С.</i> Благороднометалльное оруденение	603
позднеархейских комплексов Курской гранит-зеленокаменной области <i>Рябов В.В.</i> Экзотические полиминеральные рудные скопления в трапповых интрузиях	610
Сибирской платформы Савва Н.Е., Фомина М.И., Курашко В.В., Григорьев Н.В. Сфероидные образования в рудах	620
золотосульфидного проявления «Сентябрьское-СВ» локализованного в трубчатых телах эксплозивных брекчия (Чукотка)	626
Савинова О.В. Условия формирования золотоскарновых рудопроявлений Топольнинского рудного поля (Горный Алтай)	631
<i>Сафонов Ю.Г.</i> Комплексные золотосодержащие эндогенные месторождения и флюидно- магматические рудообразующие системы с многометалльной специализацией	637

Смагин А.Н., Парначев В.П. К проблеме рудоносности зеленокаменных поясов Восточно- Саянской провинции	643
Соболев И.С. Радиоактивные элементы как индикаторы флюидогенных месторождений нерадиоактивного сырья	649
Сорокин А.П., Рождествина В.И., Кузьминых В.М. Благородно- и редкометалльное оруденение в кайнозойских угленосных отложениях юга Дальнего Востока	655
Соцкая О.Т., Горячев Н.А., Майорова Т.П. Микроминералогия месторождения Чудное (Приполярный Урал)	660
Соцкая О.Т., Горячев Н.А., Михалицына Т.И. Микроминералогия вкрапленно-сульфидных «черносланцевых» руд (Северо-Восток России)	664
Спиридонов А.М., Куликова З.И., Будяк А.Е., Зорина Л.Д., Павлова Л.А., Паршин А.В., Гранина Е.М. Вещественный состав руд золоторудного месторождения Погромное (Восточное Забайкалье)	669
Страховенко В.Д. Особенности распределения Редкоземельных элементов в донных осадках малых озер Сибири	674
<i>Сухоруков</i> Ф.В., <i>Мельгунов</i> М.С. Техногенные радионуклиды в аллювиальных отложениях нижнего течения реки Томь	680
<i>Татаринов А.В., Яловик Л.И., Посохов В.Ф.</i> Особенности формирования Ирбинского месторождения благородных металлов (Западное Забайкалье)	691
<i>Татьков И.Г., Дамдинов Б.Б., Гармаев Б.Л., Будяк А.Е.</i> Комплексная геолого-геофизическая модель верхней части разреза Среднеголготайского золоторудного месторождения	695
<i>Тимкин Т.В.</i> Рудно-метасоматическая зональность золоторудных полей ЮВ Кузнецкого Алатау и Горной Шории	700
<i>Удоратина О.В.</i> Редкометалльные месторождения севера Урала: геохронология рудного процесса	705
<i>Хомич В.Г., Борискина Н.Г.</i> Геодинамические обстановки формирования крупных месторождений благородных и радиоактивных элементов Инагли-Кондер-Феклистовского пояса и его флангов	709
<i>Чащин В.В.</i> Малосульфидное платинометальное оруденение палеопротерозойского Вольчьетундровского массива габбро-анортозитов (Кольский полуостров, Россия)	715
<i>Черкасова Т.Ю.</i> Платинометалльная минерализация в оливиновых клинопироксенитах Иджимского габбро-дунит перидотитового комплекса Верхнеамыльского рудного района (Западный Саян)	725
Шевырев С.Л. Дистанционная благороднометалльная минерагения Дальнего Востока России и новые возможности прогноза (на примере Нижнетаежного рудного узла, Приморье)	730
Шемелина О.В. Оценка воздействия шламохранилищ жидких Радиоактивных отходов Ангарского электрохимического комбината	733
<i>Щербов Б.Л., Журкова И.С.</i> Лесные пожары – важный фактор рассеяния и концентрирования химических элементов в ландшафтах Сибири	738
<i>Язиков Е.Г., Рихванов Л.П.</i> Организация и подготовка специалистов в области урановой геологии на базе международного научно-образовательного центра Томского политехнического университета	743

Авторский указатель

15

Rikhvanov L.P., Zhmodik S.M., Korobeinikov A.F., Nesterenko G.V., Nozhkin A.D., Roslyakov
<i>N.A., Roslyakova N.V., Sukhorukov F.V.</i> Life path in science. Dedicated to the 120th anniversary of the birth of Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences. Professor Felix
Nikolaevich Shakhov

Abramov B.N., Usmanov M.T. Kliuchevskoe gold deposit (Eastern Transbaikalia)	20
Anisimova G.S., Kondratyeva L.A. Au-Ag-Te-Bi-REE-U mineralization of the Mugunsky ore occurrences in the Allah-Yun' metallogenic zone	26
Arburger C.L. Machandrin U.C. Dubalka U.L. Suduka A.E. Dara matal notantial of goals in	20
Northern Asia (Siberia, the Russian Far East, Kazakhstan, Mongolia)	32
Aouli E., Belov S.V. Geodynamic conditions of formation the gold mineralization of zone In-	
Uzzal in the Algerian Sahara	37
<i>Baksheev N.A., Roslyakov N.A., Kalinin Yu.A.</i> Genetic features of the late pleistocene deposits gold content in the southern Western Siberia	56
<i>Barabasheva E.E.</i> The role of organic matter in the migration processes, mineralization and genesis from the point of view of biogeochemical recycling	64
<i>Belov S.V., Vladykin N.V., Yakovlev D.A.</i> Iron-oxide-phosphorous-rare earth element mineralization in the Bafq area	71
Belvanin D.K., Zhmodik S.M., Airivants E.V., Roslvakov N.A. Mineralogical and geochemical	
characteristics of the Neoproterozoic-Lower Paleozoic carbonaceous deposits Ikat- Bagdarinskaya zone (Western Transbaikalia)	89
Boguslavskiy A.E., Gaskova O.L., Surnin A.I., Nosov S.Yu. Assessment of natural safety barriers	
at preservation of low-level radioactive waste storages	97
Budyak A.E., Spiridonov A.M. Geochemical features of Au-U deposits in the Northern	
Transbaikalia	103
<i>Vanin V.A., Gladkochub D.P.</i> The geology and gold ore-forming processes of the Mukodek ore field (Northern Baikal area)	111
Vikentieva O.V., Gamyanin G.N. Rare earth in the rocks and minerals from Arkadhan and	
Mangazeysk deposits of Kysyl-Tassk metallogenic zone, Western Verkhoyanye	118
Vinogradova E.A. About intrusive-magmatic control of various types of mineralization of Kazakhstan	123
Vladimirov A.G., Zagorsky V.Ye., Shvarcev S.L., Isupov V.P., Smirnov S.Z., Alekseev S.V., Alekseeva L.P., Volkova N.I., Gertner I.F., Makagon V.M., Kyznecova L.G., Annikova I.U., Kolnakova M.N. Mikheev F.L. Kotler P.D. Gavrushking O.A. Geochemical tendencies of	
lithium concentration in the earth's crust and above its ground surface	129
Varashilov V $G$ . Ore genic geochemical fields of hydrothermal gold-ore deposits in Siberia	135
Vosal Vu S Strakhovanko VD Makarova IV Application of sequential extraction and alpha	155
spectrometry for the study of migration paths and forms of U accumulation in components of	
lake systems	141
<i>Garmaev B.L.</i> Sagansair gold-mining area (East Savan): geological position and composition of ore	147
Gaskov IV Vladimirov A G Pavlova G G Gvozdev V I Indium and other impurity elements	
in ores of the VMS polymetallic and Sn-sulfide deposits of Siberia and the Far East	156
Glazunov O.M., Radomskava T.A., Menshikov V.L., Vlasova V.N. Geochemistry of precious	
elements at at stages of formation of different basite-hyperbasite massifs	163
<i>Glukhov A.N.</i> Porphyry-copper ore systems of the Pricolyma Terrane	167
Gordienko I.V. Metallogeny of various geodynamic settings of the Mongolo-Transbaikalian region	171
Grechishchev O.K. Sangilen geological and economic region of Tvva Republic areas of	
economic growth	181
Gustaitis M.A., Myagkaya I.N., Shcherbov B.L., Lazareva E.V. Migration of mercurv in	
technogenic systems with extremely high Hg levels (Ursk tailings, Kemerovo region)	184

Damdinov B.B. Zun-Ospinskoe gold deposit: geological structure, ore composition	191
<i>Derbeko I.M., Vyunov D.L., Bortnikov N.S.</i> Role of interaction between mechanisms of plume- and plate-tectonics during formation of the upper Priamurye (the Amur river, Russia) gold-silver mineralization in the Late Mesozoic	194
Dobretsov N.L., Borisenko A.S., Zhmodik S.M., Izokh A.E. Thermochemical model of plume, plume magmatism and metallogeny	200
<i>Domarenko V.A., Karepina K.V., Chernev E.M.</i> Radioactivity anomalies and associated mineralization in iron ores of the Bakcharsky ore cluster (Tomsk region)	202
<i>Domarenko V.A., Kramorenko S.V., Chernev E.M.</i> Uranium and radium behavior by ore forming in the Dybryn deposit (Buryatia)	210
Doroshkov A.A. Using GIS technology in search and evaluation PGM-copper-nickel deposits	217
<i>Dushin V.A.</i> Originality geodynamic of uranium, uranium-thorium and complex uranium-rare metals objects of Ural North	220
Dyachkov B.A., Kuzmina O.N., [Rafailovich M.S.], Oitseva T.A. Geodynamic conditions of formation of gold and rare metal deposits Eastern Kazakhstan	224
<i>Zhmodik S.M., Kirichenko I.S., Belyanin D.K., Khlystov O.M.</i> Factors controlling the distributions of uranium, phosphorus and trace elements in sediments of Academic ridge of Lake Baikal (St8; St11)	233
<i>Zhmodik S.M., Mironov A.G., Belyanin D.K., Airiyants E.V., Kiseleva O.N.</i> Types of carbonaceous formations of southeast part of East Sayan	239
<i>Zhurkova LS.</i> Influence of creeping fire on redistribution of chemical elements	246
Zagorsky V.Ye., Travin A.V. Zavitaya and Durulguy – two petrogenetic types of granite- pegmatite systems, Eastern Transbaikalia, Russia	251
<i>Zamirailova A.G., Zanin Yu.N., Eder V.G.</i> Gold and platinum in the rocks of the black shale Bazhenov formation of the West Siberian marine basin	257
<i>Zlobina T.M., Murashov K.Yu., Kotov A.A.</i> Modeling of the structural-dynamic conditions of gold-quartz vein localization in the Irokinda deposit(Muyskiy gold region)	264
<i>Ivin V.V.</i> Mineral and geochemical characteristics of ores Kumirnyi polymetallic-gold-silver deposit and typification (Nizhne-Taezhnyi ore node, Northern Primorye)	272
Kalinin Yu.A., Kovalev K.R., Sukhorukova E.I., Naumov E.A., Sukhorukov V.P., Zhimulev F.I. Stockwork gold-sulfide mineralization of the Raygorodok ore field (North Kazakhstan)	275
<i>Kirichenko I.S., Lazareva E.V., Zhmodik S.M., Belyanin D.K., Ogorodnikova O.L.,</i> <i>Miroshnichenko L.V.</i> Geochemical and mineralogical characteristics of bottom sediments in the Siziy mud pool (Uzon caldera, Kamchatka)	280
<i>Kiseleva O.N., Zhmodik S.M., Belyanin D.K.</i> Microstructural features of the platinum group minerals as PGE remobilization indicators in chromitites of the East Sayan ophiolities	287
<i>Kovalev S.G., Kovalev S.S.</i> Noble metal geochemical specialization picritic and picrodoleritic complexes of the Southern Urals and geodynamic conditions of formation	293
Kokin A.V. Geochemistry of carbonaceous gold ore-forming systems southeastern Yakutia	299
Kolpakov V.V., Kirillov M.V. Types of sources of gold placers Orton-Fedorovsky ore node	304
Korobeinikov $A E$ Mantle-crust ore-forming systems of precious metals	311
Kostin 4 V Magmatism of Fast Vakutia: GIS-proekt, databases, minerals and expected models	316
<i>Kropacheva M.Yu., Melgunov M.S., Makarova I.V.</i> Technogenic radionuclides in inundated makrofita of the near zone of influence of Krasnoyarsk GHK: temporary and spatial changes of	201
	521 221
<i>Kryukov V.G.</i> Plume Magmatism and Ore-grade Gold in Priamurje	326
<i>Kuzhuget R.V., Lebedev V.I.</i> Formation belonging and mineral types of the gold-quartz deposits of Aldan-Maadyr gold-ore cluster (Western Tuva)	332
<i>Kuznetsov S.K., Mayorova I.P., Shaybekov R.I., Sokerina N.V., Filippov V.N.</i> Mineral composition and gold-platinum-palladium occurrences formation conditions in the Northern Urals and Pai-Khoi range	342

Kuzmina O.N., Mataibayeva I.E., Dyachkov B.A., Chernenko Z.I. Geological petrological, mineralogical, and geochemical criteria forecast and search fields rare Eastern Kazakhstan	348
Lazareva E.V. Pecularities of minerogenesis in the microbial communities	355
Lapina V.V. Geoenvironmental problems of development of gold deposits in the territory of Russia	363
<i>Laptev Yu.V.</i> Sulphate-chloride high-temperature fluids with participation of gold and rare elements (experimental data)	366
<i>Lapukhov A.S., Golovina I.S.</i> Thermobarogeochemical parameters of different facies levels of the porphyry ore-forming systems	371
Lebedev V.I. Fluid minerogenesis of the Tagragra de Akka gold-ore deposit (Morocco)	377
Leonova G.A., Bobrov V.A., Klimin M.A., Kopoteva T.A., Krivonogov S.K. Rare-earth elements in the Holocene section of the Ochki lake sapropel (Southern Pribaikalie)	384
Mazurov A.K. Metallogeny in Kazakhstan island arcs	391
<i>Mazurov M.P., Shikhova A.V., Titov A.T., Vasiliev Yu.R.</i> Microtexture of magnetites as indicator the specificity ore-magmatic trapps systems in adjasent to Enissey part of Siberian Platform	396
<i>Makagon V.M.</i> Geochronological, geochemical and genetic interrelations of granites and rare- metal pegmatites in the East Sayan belt (Eastern Siberia, Russia)	409
<i>Maltsev A.E., Lazareva E.V., Leonova G.A., Bobrov V.A., Miroshnichenko L.V.</i> Mineral composition and geochemistry of the Holocene section sapropel in Minzelinskoye lake (Novosibirsk region)	414
<i>Markovich T.I., Razvorotneva L.I., Isupov V.P., Gilinskaya L.G., Vladimirov A.G.</i> Uranium immobilization by the saline lake bottom sediments in North-Western Mongolia	421
<i>Maslov A.V., Kovalev S.G.</i> Noble metal specialization of the Lower and Middle Riphean terrigenous rocks of the Bashkir anticlinorium (South Urals)	427
<i>Matsapulin V.U., Cherkashin V.I., Yusupov A.R., Isakov S.I.</i> Geochemistry of precious metals in black shale strata of the Eastern Caucasus (Dagestan)	433
<i>Melentyev G.B.</i> Magmatogene-liquation model of rare metal ore formation and its applied implications	436
Melnikov M.E., Sedysheva T.E. Rare earth elements in ferro-manganese crusts from the Magellan	
Mountains (Pacific Ocean)	442
<i>Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B.</i> Geodynamic conditions of precious metal mineralization formation of basic-ultrabasic complexes of the South of Siberia	450
<i>Mikhalitsyna T.I., Sotskaya O.T.</i> Lithologo-geochemical characteristic of ore-hosted sedimentary rocks of the gold ore deposits in the south-eastern part of the Yana-Kolyma orogenic belt	455
Morozova L.N., Serov P.A., Bayanova T.B. New isotopic and geochemical data on the albite- spodumene and feldspar pegmatites Kolmozerskogo field (Baltic Shield)	466
<i>Myagkaya I.N., Lazareva E.V., Gustaitis M.A., Shcherbov B.L., Zhmodik S.M.</i> Au and Ag redistribution between refuse ore of the New Ursk deposit and peat in the system of tailings storage	477
<i>Naumov G.B., Kremeneckii A.A.</i> Complex geological-geochemical analysis for establishing prospects of specific territories for hard minerals	484
<i>Nesterenko G.V., Kolpakov V.V., Boboshko L.P.</i> Native gold in sedimentory cycle – notes on the problem in the light of F.N. Shakhov statements	506
Nozhkin A.D. Conditions of distribution and geological and geochemical prerequisites for the	500
formation of uranium, gold-uranium, gold and rare-metal mineralization in the Central metallogenic belt of the Yenisey Ridge	513
Okrugin A.V., Zhuravlev A.I., Mokhnachevsky G.V., Ibragimov K.Z. Topomineralogical	
projection of the precious metals, rare and radioactive elements endogenetic mineralization in the Central Aldan magmatogene system (Aldan Shield, Russia)	521
<i>Osintsev S.R., Kolpakov V.V.</i> On spatial and genetic relationships of native and alluvial gold content Carian ore field (Eastern Transbaikalia)	529

<i>Pak N.T., Ivleva E.A.</i> Geodynamic settings and typification of large gold deposits within the Tian Shan (Kyrgyzstan)	535
<i>Parshin A.V., Spiridonov A.M.</i> Methodical and engineering solutions of geological and geochemical GIS for integrated scientific studies of gold-ore objects	542
<i>Potseluev A.A.</i> Noble elements in uranium and rare-metal deposits of Central Asia	550
<i>Ptitsyn A.B.</i> Problems of technogenic deposits development in Transbaikalia	556
<i>Pshenichkin A.Ya.</i> Possible contribution to the formation of nanoparticles of native metals in minerals as a result of the natural radioactive decay of elements (for example platinum group elements)	561
Pshenichkin 4 Va. Gold in pyrite within Altai–Sayan folded Belt gold denosits	561
Razvorotneva L.I., Boguslavskiy A.E., Gilinskaya L.G., Grigorieva T.N. Physicochemical modeling of binding and retention of radionuclides processes on geochemical barriers	570
<i>Rikhvanov L.P.</i> Radioactive elements as an indicator of rockforming and ore formation in the development of F.N. Shakhov's ideas	577
<i>Rozhdestvina V.I.</i> From the nanoparticles to the nugget - the role of the solid-phase transformation in the ore-forming processes	583
<i>Roslyakov N.A., Zhmodik S.M., Strakhovenko V.D., Vosel Yu.S.</i> Uranium geochemistry in the processes of weathering and hydrogenic ore formation	591
Roslyakova N.V., Roslyakov N.A. Search criteria of gold columns	599
Rudmin M.A. Admixture elements in iron ore oolites of the Bakchar cluster (Tomsk region)	603
<i>Ryborak M.V., Albekov A.Yu., Boyko P.S.</i> Noble-metal mineralization assemblages of the Late Archean complexes Kursk granite-greenstone area	610
<i>Ryabov V.V.</i> Exotic polymineral ore shoots in the trappean intrusions of the Siberian Platform	620
Savva N.E., Fomina M.I., Kurashko V.V., Grigoriev N.V. Forms spheroid in ores of gold- sulphide deposit "September-SV" localized in tubular bodies explosive breccias (Chukotka)	626
Savinova O.V. Genesis of Au-skarn deposits of the Topolninskoe ore field (Gorny Altai)	631
Safonov Yu.G. Gold-containing endogenous multimetal deposits and fluid-magmatic ore forming systems with multimetal specialization	637
Smagin A.N., Parnachev V.P. On the problem of ore-beaing greenstone belts in the Eastern Sayan Province	643
Sobolev I.S. Radioactive elements as indicators of fluidgene deposits of nonradioactive raw	649
Sorokin A.P., Rozhdestvina V.I., Kuzminykh V.M. Noble- and rare-metal mineralization in Cenozoic coaliferous deposits in the southern Far East	655
Sotskaya O.T., Goryachev N.A., Mayorova T.P. Micromineralogy of Chudnoe deposit (Polar Ural)	660
disseminated-sulphide ores (North-East of Russia)	664
<i>Spiridonov A.M., Kulikova Z.I., Budyak A.E., Zorina L.D., Pavlova L.A., Parshin A.V., Granina E.M.</i> Ore composition of the Pogromnoye gold deposit (Eastern Transbaikalia)	699
Strakhovenko V.D. Features of distribution in sediments of small lakes of Siberia	674
Sukhorukov F.V., Melgunov M.S. Artificial radionuclides in alluvial deposits in downstream of the river Tom'	680
<i>Tatarinov A.V., Yalovik Y.L., Posohov V.F.</i> Formational features of the Irbinsky deposit of precious metals (Western Transbaikalia)	691
<i>Tatkov I.G., Damdinov B.B., Garmaev B.L., Budyak A.E.</i> Integrated geological-geophysical model of the upper part of the Middle-Golgotayskoye gold deposit section	695
Timkin T.V. Rudno-metasomatic zonality Gold fields SE Kuznetsk Alatau Mountain Shoria	700
Udoratina O.V. Rare metal deposits of Norther Urals: geochronology of ore process	705
<i>Khomich V.G., Boriskina N.G.</i> Geodynamic settings of formation of large deposits of precious and radioactive elements in Inagli-Konder-Feklistovsky belt and its flanges	709

<i>Chashin V.V.</i> Low-Sulfide PGE Mineralization in the Paleoproterozoic Volchetundra Gabbro-Anorthosite Massif (Kola Peninsula, Russia)	715
<i>Cherkasova T.Y.</i> PGE mineralization in the olivine clinopyroxenites of the Idzhimsky gabbro- dunite-peridotite complex of the Upper Amyl ore district (West Sayan)	725
<i>Shevyrev S.L.</i> Remote metallogeny of precious metals in the Far East of Russia: new prediction opportunities (on a sample of Nizhnetaezhny ore node, Primorsky Kray)	730
Shemelina O.V. Assessment of influence of low-level liquid radioactive waste storages of AECC	733
Shcherbov B.L., Zhurkova I.S. Forest fires as an important factor of scattering and concentration of chemical elements in Siberia	738
<i>Yazikov E.G., Rikhvanov L.P.</i> Organization and training of specialists in uranium geology on the base of International Innovation Research and Education Center "Uranium Geology", National	
Research Tomsk Polytechnic University	743
Author Index	751

## ЖИЗНЕННЫЙ ПУТЬ В НАУКЕ *к 120-летию со дня рождения члена-корреспондента ан ссср, профессора феликса николаевича шахова* Л.П. Рихванов<sup>1</sup>, С.М. Жмодик<sup>2</sup>, А.Ф. Коробейников<sup>1</sup>, Г.В. Нестеренко<sup>2</sup>, А.Д. Ножкин<sup>2</sup>,

н.А. Росляков<sup>2</sup>, Н.В. Росляков<sup>2</sup>, Ф.В. Сухоруков<sup>2</sup>

1– Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия 2– Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3,

Россия

Шахов Феликс Николаевич – член-корреспондент Академии Наук СССР (1958), профессор (1935), доктор геолого-минералогических наук (1940), выпускник старейшего в Сибири Томского политехнического института, воспитанник и последователь патриархов Сибирской геологической школы В.А. Обручева, М.А. Усова и П.П. Гудкова. Он является общепризнанным основателем рудно-геохимического направления в Сибири и организатором подготовки геологов-уранщиков в Сибири.

Шахов Ф.Н. родился 24 октября 1894 в с. Белоярское Барнаульского уезда Томской губернии. Отец – Николай Филиппович, казак Сибирского казачьего войска. Мать – Александра Михайловна – учительница. Не без интересно отметить, что из этого же места родом был первый сибирский учёный, член-корреспондент Петербургской АН (1794) Пётр Иванович Шангин (1748–1816), который открыл и описал яшмы Ревнюхи и Каргона, белоречиты.





Ф.Н. Шахов – выпускник реального училища.

Подпоручик Ф.Н. Шахов награждён боевым орденом Святой Анны 3-й степени с мечами за личную храбрость

В 1911 году Феликс Шахов окончил Барнаульское реальное (бывшее горное) училище и в 1911 году поступил в Томский Технологический Институт, который в настоящее время называется Национальный исследовательский Томский политехнический университет. Мировая война, а затем и гражданская не раз прерывали его учебу в институте и только в 1922 году Ф.Н. Шахов заканчивает Томский технологический институт.

В составе сапёрной команды подпоручик Ф.Н. Шахов участвовал в крупнейшем сражении Первой мировой войны – Брусиловском прорыве. Отличившийся в рукопашных схватках с противником, Ф.Н. Шахов был награждён боевым орденом Святой Анны 3-й степени за личную храбрость.

После окончания института был оставлен в нем на горно-геологическом факультете в качестве ассистента для преподавания и подготовки к профессорскому званию. 18 марта 1935 г. был утвержден в должности профессора кафедры. На геологоразведочном факультете ТПИ им была организована кафедра рудных месторождений, где был впервые в вузах осуществлен метод исследования руд в отраженном свете. В 1940 г. Шахову была присвоена ученая степень доктора наук без защиты диссертации.

Основными направлениями деятельности Ф.Н. Шахова в томский период были:

• Разработка оптических методов диагностики минералов.

• Детальные исследования вещественного состава пород и руд (генезис белоречитов Алтая, магматические породы Кузнецкого бассейна и др.).

• Металлогенические (Ойротия-Алтай, Енисейский кряж и др.) и геологогенетическое исследования месторождений различных видов полезных ископаемых (соляные, марганцевые, медные, молибден-вольфрамовые и др.).

• Разработка теории контактовых месторождений.

• Геохимия угольных месторождений Сибири.

Кроме этого, он успешно занимался педагогической, учебно-методической и просветительской работой. Активно участвовал в общественной жизни, являясь корреспондентом газеты «За кадры».

Ф.Н. Шахов – непревзойдённый диагност рудных минералов. В 1935 году им был написан один из первых учебников в стране «Главнейшие рудообразующие минералы», изданный в Томске в 1942 г. Основные принципы работы Шахова – только собственные тщательные полевые исследования с глубоким анализом геологического строения и рудоносности районов работ. Особое внимание он уделял текстурному анализу рудной минерализации, выявляя её генетическое своеобразие. Феликс Николаевич Шахов, по мнению Ю.Г. Щербакова, принадлежал к числу более *изучающих*, чем особенно продуктивно *пишущих* ученых.

При жизни им было опубликовано четыре монографии и около пятидесяти статей с большими списками не только русских источников, но также немецких, французских и английских. Зная эти языки, он лишь изредка обращался к словарям. Почти все его публикации выполнены без соавторов и только в двух Ф.Н. Шахов включил в качестве таковых своих же сотрудников, фактический материал которых он в этих статьях частично

использовал. Важнейшее значение имели его монографии: «К теории контактовых месторождений» (1947 г.), «Текстуры руд»(1961 г.), «Геология жильных месторождений» (1964 г.), «Магма и руды» (1966 г.).



Ф.Н. Шахов за работой над коллекцией рудных минералов.

Чрезвычайно сложным этапом жизни у Ф.Н. Шахова был период, связанный с его арестом и ссылкой в места не столь отдалённые. Он был арестован 20 апреля 1949 г. Без суда и приговора после двух лет заключения в столичных тюрьмах был отправлен в Магадан. Обвиняемых по «красноярскому делу» на суд не выводили. Почти через месяц после суда им объявили, что они осуждены ОСО МГБ СССР 28 октября 1950 г. за *«неправильную оценку и заведомое сокрытие месторождений полезных ископаемых, вредительство, шпионаж, контрреволюционную агитацию»* и приговорены к различным срокам заключения в ИТЛ (вплоть 25 лет) с конфискацией имущества и поражением в правах на 5 лет.

Вернувшись из ссылки после полной реабилитации весной 1954 года в родной ТПИ (ТПУ) Ф.Н. Шахов, заполняя листок по учету кадров в графе «Судимость» написал: «сидел пять лет, судим не был». Не смотря на это, профессор сохранил свой жизненный оптимизм и преданность любимому делу, своему долгу перед страной, в которой он жил.

В 1954 году Феликс Николаевич организует и возглавляет в ТПИ кафедру «Месторождений полезных ископаемых и разведки руд редких и радиоактивных элементов»,

главной задачей которой была обеспечить страну специалистами по обеспечению государства стратегическим урановым сырьём. И 725 её воспитанников справилось с этой грандиозной задачей, открыв более 46 месторождений и 2 урановых провинций, в том числе уникальных (В.А.Шлейдер, В.Г. Язиков и др.). Среди её выпускников 16 докторов (В.П. Ковалёв, А.П. Кривенко, Н.А. Росляков, А.Д. Ножкин, А.Г. Миронов и др.) и более 80 кандидатов наук. Следует отметить, что при создании кафедры профессор пользовался поддержкой своих московских и ленинградских коллег – М.Ф. Стрелкина (МГРИ), С.М. Курбатова (ЛГИ) и др.

В 1957 году Ф.Н. Шахов был приглашён на постоянную работу в Новосибирский институт геологии Западно-Сибирского филиала АН СССР, где до этого работал по совместительству. В 1958 году академиком А.А. Трофимуком было сделано предложение Ф.Н. Шахову возглавить лабораторию геохимии редких элементов Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН, а затем и отделение геохимии Института геологии и геофизики. В этот период жизни Ф.Н. Шахов проявил огромный организаторский талант. Вот далеко неполный перечень того, что он сделал в новосибирский период жизни:

1. создание и руководство Отделом и лабораторией геохимии редких элементов; поиск кадров для решения научных задач (Ю.Г. Щербаков, В.П. Ковалёв, В.М. Гавшин, Д.К. Осипов, Р.С. Журавлёв и др.);

2. организация и проведение региональных и Всесоюзных научных совещаний и конференций (по проблемам золоторудных месторождений; происхождение рудных столбов; геологии редких элементов и Первого радиогеохимического совещания (1972 г.);

3. освоение и внедрение в практику работы отдела и лаборатории комплекса современных физико-химических методов анализа (атомная абсорбция, нейтронная активация, «КАНИФЕР» - камера низкого фона естественной радиоактивности, и др., Ф.П. Кренделев, Г.Н. Аношин, В.Г. Цимбалист, Р.Д. Мельникова, В.А. Бобров, А.М. Гофман, В.С. Пархоменко, С.Т. Шестель, Ю.Г. Шипицин и др.);

4. новых приёмов подготовки минералов для исследования (безрельефные шлифы, Ю.И. Маликов);

5. редактирование диссертаций, монографий, сборников материалов и статей, в том числе переводных по урановой тематике.

Главные направления геохимических исследований, основанные Ф.Н. Шаховым в ИГиГ СО РАН были:

1. Геохимия благородных (БМ), редких и радиоактивных элементов (РЭ и ЕРЭ) в эндогенных процессах:

а) магмы и руды (Ф.Н. Шахов);

б) геохимия золота в магматических породах и гидротермальных процессах (Ю.Г. Щербаков, Г.Н. Аношин, Н.В. Рослякова, Л.К. Павлова, Л.В. Алабин);

в) геохимия редких элементов в гранитоидных рудоформирующих системах (В.В. Потапьев, Я.А. Косалс, И.Н. Маликова, А.Н. Дмитриева, Ю.И. Маликов); г) геохимия радиоактивных элементов в магматических и гидротермальных процессах (В.П. Ковалев, В.Г. Чернов, Д.К. Осипов, С.В. Мельгунов, Н.А. Кулик, Р.С. Журавлев, Ю.М. Пузанков).

2. Геохимия благородных, редких и радиоактивных элементов в экзогенных процессах:

а) геохимия золота в зоне гипергенеза и геохимические методы поисков месторождений БМ (Н.А. Росляков, Г.В. Нестеренко, Ю.А. Калинин, Б.А. Воротников, Л.М. Попова, С.Р. Осинцев);

б) геохимия редких, радиоактивных и «рассеянных» элементов в зоне гипергенеза (коры выветривания, аллювиальные отложения, объекты окружающей среды) (Сухоруков Ф.В., Цибульчик В.М., Щербов Б.Л., Шалмина Г.Г., Жмодик С.М. в дальнейшем В.Д. Страховенко, Г.А. Леонова, Е.В. Лазарева, А.А. Богуш);

в) геохимия золота, радиоактивных и редких элементов в осадочном и метаморфическом процессах (Ф.П. Кренделев, А.С. Митропольский, В.М. Гавшин, А.Д. Ножкин, А.Г. Миронов, О.М. Туркина, В.А. Злобин, А.О. Пяллинг, В.Г. Петров, В.П. Раевский).

3. Аналитическая геохимия благородных, редких, редкоземельных и радиоактивных элементов: развитие и применение химических, физических, ядерно-физических комбинированных и инструментальных методов анализа горных пород и руд (В.А. Бобров, В.Г. Цимбалист, Р.Д. Мельникова, А.А. Дурасов, Г.Н. Аношин, А.М. Гофман, В.С. Пархоменко, С.Т. Шестель, А.С. Степин, М.С. Мельгунов, З.В. Малясова, Л.Д. Иванова, Л.Н. Букреева, Н. П. Голованова, В.Н. Ильина, И.И. Харитонов).

Им был создан удивительно активно работающий отдел геохимии с дружным коллективом геологов, минералогов, геохимиков, в котором важное место занимала аналитика с квалифицированными специалистами химиками и физиками, разрабатывавшими методики определения благородных и редких элементов в горных породах и рудах.

Феликс Николаевич Шахов был награждён орденами Святой Анны 3-й степени (1914 г.), Ленина (1944 г.), Трудового Красного Знамени (1946, 1967 гг.). На фасадах 1 корпуса ТПУ и корпуса Института геологии и минералогии СО РАН помещены мемориальные доски выдающемуся педагогу и ученому, создателю школы сибирских геохимиков. В соответствии с решением Томской городской Думы от 17.02.2004 г. было принято решение присвоить имя профессора Шахова улице 4-й очереди застройки микрорайона «Наука». В честь Ф.Н. Шахова назван минерал шаховит (Hg<sub>4</sub>SbO<sub>3</sub>(OH)<sub>3</sub>).

Память об удивительном человеке-сибиряке, гражданине, педагоге и воспитателе, уникальном геологе-исследователе Феликсе Николаевиче Шахове сохранится в памяти потомков навсегда.

#### КЛЮЧЕВСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

(ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Б.Н. Абрамов, М.Т. Усманов

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, 672014, г. Чита, ул. Недорезова 16, Россия

Золотое оруденение Ключевского месторождения парагенетически связано с гибридными дайками амуджиканского комплекса (гибридными порфирами, лампрофирами). Установлено, что магматические очаги интрузий амуджиканского комплекса ( $J_3$ ) имели близкие значения степени дифференциации магматических очагов (Eu/Eu\*- 0,61-0,81) и функционировали на глубинах, соответствующих нижней континентальной коре (Eu/Sm - 0,19-0,22). Выявлено, что образование эксплозивных брекчий (ЭБ) проходило во все периоды рудного процесса. При этом магматические очаги ранних брекчий функционировали на глубинах (Eu/Sm - 0,22), превышающие таковые поздних брекчий (Eu/Sm - 0,10). Последние имеют карбонатный цемент и характеризуются повышенными содержаниями редкоземельных элементов ( $\Sigma$ P3Э – 1032–1072 г/т).

Забайкальский край, золоторудное месторождение, дайки, магматический очаг, брекчия, редкоземельные элементы

## KLIUCHEVSKOE GOLD DEPOSIT (EASTERN TRANSBAIKALIA)

#### B.N. Abramov, M.T. Usmanov

Gold mineralization is associated Kliuchevskoi field paragenetically hybrid dikes amudzhikanskogo complex (hybrid porphyries, lamprophyres). Established that the magma chambers intrusions amudzhikanskogo complex had similar values of the degree of differentiation of magma chambers and operated at depths corresponding to the lower continental crust. Revealed that the formation of explosive breccias (EB) was held during all periods of the ore process. At the same magma chambers early breccias operated at depths, exceeding those of the late breccias. The latter have a calcareous cement, characterized by elevated contents of rare earth elements.

Transbaikalia territory, gold mine, dikes, magma chamber, breccia, rare earth elements

Ключевское золоторудное месторождение относится к числу крупных. На площади месторождения развиты интрузивные образования амананского ( $J_{2-3}$ ) и амуджиканского ( $J_3$ ) интрузивных комплексов, трассирующие Могоча-Бушулейскую ветвь Монголо-Охотской сутуры (рис. 1) [2]. Образование золотого оруденения связывается с интрузиями амуджиканского комплекса, представленных штоками гранит-порфиров, дайковым комплексом пород. Абсолютный возраст гранитов, определенный Rb-Sr методом составляет 146 млн. лет [4]. В составе дайкового комплекса выделяются следующие разновидности (от ранних к поздним): диоритовые порфириты  $\rightarrow$  гибридные порфиры  $\rightarrow$  лампрофиры  $\rightarrow$  ортоклазиты.

Характерной особенностью Ключевского месторождения является наличие конусо-, трубо- и жилообразных тел эксплозивных брекчий (ЭБ), пространственно приуроченных к периферийным частям штоков гранит-порфиров амуджиканского комплекса. Эксплозивные брекчии различаются по времени формирования, морфологии, масштабам выделений, составу цемента и размерам обломков. Размер брекчиевых тел в диаметре достигает 30–70 м. В ранних ЭБ отмечается кварц-турмалиновый цемент, в поздних – хлорит-турмалин-актинолитовый, карбонат-хлорит-пиритовый и карбонатный цемент. Поздние брекчии характеризуют повышенными концентрациями редкоземельных элементов (табл. 1, рис. 2).

Эти брекчии представляют собой тонкие дробленые частицы кварц-турмалинового состава, сцементированные карбонатным материалом. Образование части ЭБ происходило в периоды рудообразования, в них отмечаются сульфидизированные участки с содержаниями золота до нескольких г/т. Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) указывает на близкие глубины образования и степени дифференциации магматических очагов интрузий амуджиканского комплекса и некоторых ЭБ. Геохимические особенности интрузивных образований и эксплозивных брекчий амуджиканского комплекса соответствуют таковым вулканических дуг (рис. 3). Интрузии амуджиканского комплекса по петрохимическому составу отвечают высококалиевой известко-щелочной серии, а некоторые дайки гибридных порфиритов и лампрофиров – шошонитовой серии (рис. 4).

Рудные образования по морфологии образуют жилы, жильные и штокверковые зоны. Основные концентрации золота локализованы в центральном штокверке (1000 × 300 м). Основной рудный минерал – пирит. Второстепенные рудные минералы – халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, антимонит, молибденит, золото.

Рудная минерализация подразделяется на несколько стадий (от ранних к поздним): 1) молибденит-кварцевая; 2) сульфидно-кварц-турмалиновая (наиболее распространенная); 3) кварц-пиритовая; 4) кварц-полиметаллическая; 5) карбонатно-кварцевая [3]. Среднее содержание сульфидов в рудах составляет 10–15 %. Наиболее продуктивными на золото являются кварц-пиритовая и кварц-полиметаллические ассоциации. Среднее содержания золота в рудах составляют 2–3 г/т. В процессе исследований установлено сходство корреляционных связей золота с другими элементами в рудах сульфидно-кварц-турмалиновой ассоциации и эксплозивных брекчиях с кварц-турмалиновым цементом, что указывает на единые процессы образования в них золота (табл. 2).

Метасоматические изменения вмещающих пород, связанные с рудообразованием выразились в процессах турмалинизации, окварцевания, серицитизации и сульфидизации. Мощность таких зон достигает 10n×м.

Для оценки глубины формирования и степени дифференциации магматических очагов использованы Eu/Eu\* и Eu/Sm отношения (табл. 1) [1]. Расчеты показывают, что магматические очаги интрузивных образований амуджиканского комплекса и ЭБ с кварцтурмалиновым цементом соответствуют образованию их В пределах нижней континентальной коры (Eu/Sm - 0,19-0,21) (табл. 2) [1]. Они имеют близкие значения степени дифференциации магматических очагов (Eu/Eu\* – 0,64–0,81). Магматические очаги ЭБ с карбонатным цементом более дифференцированы (Eu/Eu\* -0,49-0,51), образование их происходило на меньших глубинах, соответствующих верхней континентальной коре (Eu/Sm -0,10) (табл. 1) [1].

21



Рис. 1. Схема геологического строения Ключевского золоторудного месторождения.

1 – гранодиорит-порфиры амуджиканского комплекса (J<sub>3</sub>); 2 – гранодиориты, кварцевые диориты амананского комплекса (J<sub>2-3</sub>); 3 – эксплозивные кварц-турмалиновые брекчии; дайковый комплекс: 4 – гранит-порфиры, 5 – диоритовые порфириты, 6 – гибридные порфиры; 7 – лампрофиры; 8 – кварц-пирит-турмалиновые жилы; 9 – кварцево-сульфидные жилы; 10 – кварцевые жилы с полиметаллической минерализацией; 11 – кварц-карбонатные жилы; 12 – кварц-турмалиновые жилы;
13 – зоны метасоматически измененных пород (окварцевание, турмалинизация); 14 – контуры каръера; 15 – тектонические нарушения; 16 – широтный разлом.

Таблица 1. Содержание редкоземельных элементов в интрузивных и эксплозивных брекчиях Ключевского золоторудного месторождения (г/т)

Элементы и их							$\Pi po \delta b$	19					
винәтоншо	534	538-1	545	547-3	548	548-3	549	249-1	563-1	564	1-612	538	720-2
La	19,90	19,90	3,60	18,9	13,50	17,00	16,60	11,90	15,80	18,10	18,10	315,00	282,00
Ce	36,50	36,50	14,30	38,00	33,60	32,70	36,80	37,80	38,90	43,70	43,70	530,00	514,00
Pr	3,10	3,10	<0,2	2,70	2,50	2,60	2,70	2,00	2,90	3,60	3,60	39,00	51,00
Nd	13,80	13,80	4,10	12,40	10,90	11,10	12,40	10,80	13,00	15,10	15,10	136,00	141,00
Sm	2,50	2,50	$<\!\!1,0$	2,10	1,60	1,70	2,10	1,90	2,30	2,60	2,60	18,60	17,70
Eu	0,48	0,48	0,13	0,46	0,33	0,38	0,40	0,38	0,47	0,59	0,59	1,95	1,81
Gd	2,24	2,24	$<\!\!1,0$	1,70	1,26	1,18	1,65	1,41	1,89	2,16	2,16	7,90	6,50
Tb	0,37	0,37	<0,4	<0,4	0,39	0,38	0,40	0,40	0,36	0,39	0,39	$\overline{\vee}$	0,58
Dy	2,24	2,24	0,50	1,40	0,91	0,90	1,30	1,20	1,50	1,70	1,70	3,90	3,20
Ho	0,33	0,33	<0,20	0,28	0,20	0,20	0,23	0,26	0,30	0,32	0,32	0,78	0,62
Er	0,89	0,84	4,10	0,82	0,51	0,50	0,70	0,66	0,78	0,86	0,86	1,50	0,76
Tm	0,13	<0,10	<0,10	<0,1	0,09	0,08	0,10	0,13	0,12	0,15	0,15	<0,30	<0,30
Yb	0,73	0,35	0,35	0,76	0,51	0,51	0,60	0,66	0,70	0,89	0,89	1,15	0,85
Lu	0,12	<0,10	<0,10	0,11	0,08	0,10	0,10	0,11	0,13	0,15	0,15	0, 19	0,18
Υ	8,90	3,80	3,80	8,80	5,60	5,60	8,10	7,90	8,50	10,50	10,50	14,60	12,10
ΣTR	92,18	30,88	88,43	88,43	71,98	74,93	83,68	77,51	87,65	100,81	141,69	1070,57	1032,30
Eu/Eu*	0,61	I	0,74	0,74	0,69	0,78	0,64	0,68	0,67	0,74	0,81	0,49	0,51
Eu/Sm	0,19	ı	0,22	0,22	0,21	0,22	0,19	0,20	0,20	0,22	0,22	0,10	0,10
Примечание: 534, 5.	38-1 — ги(	бридные п	юрфиры; ;	545, 547-3	– ранние	ЭКСПЛОЗИВ	ные брекч	ии; 538, 7	20-2 – поз	дние эксп.	лозивные	брекчии; 54	8, 548-3 -
граниты амуджикан	ICKOLO KO	мплекса;	549, 549-1	и – диори	говые пор	фириты; :	563-1, 564	l, 719-1 –	лампрофи	ipы. ZTR	– сумма ]	РЗЭ. Редкоз	емельные
элементы определен	ны методс	IM ASP-AI	ES (аналит	тики Л.А.	Певантуев	а, Т.И. Ка	занцева) в	аналитич	еском цент	гре Геолог	ического и	института С	O PAH (r.

Улан-Удэ).



Рис. 2. Спайдер-диаграмма распределения редкоземельных элементов в интрузивных и эксплозивных образованиях Ключевского золоторудного месторождения.

1 – гранит-порфиры; 2 – диоритовые порфириты; 3 – гибридные порфиры; 4 лампрофиры; 5 – эксплозивные брекчии кварц-карбонатным с цементом, 6 поля значений эксплозивных брекчий с карбонатным цементом.





Рис. 3. Дискриминационная диаграмма Rb – Y+Nb для гранитоидов [5]. Поля на диаграммах: syn-COLG – коллизи-

онные граниты, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов.

Рис. 4. Соотношение  $K_2O - SiO_2$  в интрузивных и эксплозивных образованиях Ключевского золоторудного месторождения.

Амуджиканский комплекс: 1 – гранит-порфиры, 2 – диоритовые порфириты, 3 – гибридные порфиры, 4 – лампрофиры, 5 – эксплозивные брекчии.

# Таблица 2. Среднее содержание и корреляционные связи (r>0,5) золота с другими элементами в сульфидно-кварц-турмалиновых рудах и эксплозивных брекчиях с кварц-турмалиновым цементом

Типы руд	Число проб	Содержание Аи, <u>от –до</u> среднее	Элементы, с которыми Аи имеет значимые корреляционные связи (r>0,5)				
Сульфидно-кварц- турмалиновые руды	37	<u>0 - 9,02</u> 1,99	Cu, Sn, As, Cd				
Эксплозивные брекчии	23	0,01-2,14 0,39	Cu, Cd, Sn, Ag				

*Примечание:* Содержание золота определялось сцинтилляционным и атомно-абсорционным методами в аналитических лабораториях ОАО ЛИЦИМС (г. Чита).

Таким образом, с дайками лампрофиров и гибридных порфиров парагенетически связано золотое оруденение. Магматические очаги этих интрузий амуджиканского комплекса имели близкие степени дифференциации и функционировали в глубинах, соответствующих нижней континентальной коре. Образование ЭБ связано с интрузиями амуджиканского комплекса. Их формирование проходило во все периоды рудного процесса. В ранних ЭБ отмечается кварц-турмалиновый цемент, в поздних – карбонатный. Поздние брекчии характеризуются повышенными концентрациями РЗЭ. Золотое оруденение в рудах сульфидно-кварц-турмалиновой ассоциации и в рудных брекчиях образовано в ходе в ходе единых процессов рудообразования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Винокуров С.Ф.</u> Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение // Доклады академии наук, 1996. Т. 346. № 6. С. 792–795.

2. <u>Криволуцкая Н.А.</u>, Гонгальский Б.И. Ключевское месторождение // Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995.Т. 1. Кн. 2. С. 33–40.

3. <u>Криволуцкая Н.А.</u> Парагенетические ассоциации минералов и условия образования руд Ключевского месторождения золота (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 1997. № 4. С. 344-361.

4. <u>Комаров П.В.</u>, Томсон И.Н. Возрастная последовательность оруденения и плутоногенные минерагенические циклы на примере Восточного Забайкалья // Отечественная геология, 1995. № 10. С. 26–56.

5. <u>Pearce J.A.</u>, Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Petrol., 1984.V. 25. I. 4. P. 956–983. doi: 10.1093/petrology/25.4.956

## AU-AG-TE-BI-REE-U МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МУГУНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ АЛЛАХ-ЮНЬСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

#### Г.С. Анисимова, Л.А. Кондратьева

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, Якутск, пр-т Ленина, 39, Россия

Проведено детальное минералогическое исследование руд Мугунского проявления. В результате уточнен и существенно дополнен вещественный состав. Впервые диагностированы мальдонит, хедлейит, бурнонит, пентландит, кобальтин, редкоземельные минералы группы монацита и алланита, а также минералы урана из группы браннерита. Определены составы многих известных минералов, уточнена пробность самородного золота различных минеральных ассоциаций. Оруденение характеризуется комплексной (Au-Ag-Te-Bi-REE-U) минерализацией.

мальдонит, хедлейит, пентландит, кобальтин, оксиды висмута и молибдена, редкоземельные минералы, группа браннерита, Мугун

### AU-AG-TE-BI-REE-U MINERALIZATION OF THE MUGUNSKY ORE OCCURRENCES IN THE ALLAH-YUN' METALLOGENIC ZONE G.S. Anisimova, L.A. Kondratyeva

Detailed mineralogical research of the Mugunsky ore occurrences is conducted. As a result of the study the material constitution is specified and significantly supplemented. Maldonite, hedleyite, berthonite, pentlandite, cobaltite, rare earth minerals of monazite and allanite group, as well as uranium minerals from the group of brannerite are identified for the first time. Compositions of many known minerals are determined. A native gold fineness of various mineral associations is specified. The metallizing process is characterized by a complex (Au-Ag-Te-Bi-REE-U) mineralization.

maldonite, hedleyite, pentlandite, cobaltite, bismuth and molybdenum oxides, rare earth minerals, group of brannerite, Mugun

Мугунская рудная зона расположена к востоку от золоторудных месторождений Оночалах и Булар на левобережье р. Аллах-Юнь. Сотрудниками треста «Джугджурзолото» на исследуемой территории была установлена россыпная золотоносность ряда притоков р. Аллах-Юнь (руч. Тарбаганах, Тыкикучан, Баранья и др.). Первые сведения о находках рудного золота приведены Г. П. Павловым и др. в 1962 г., в дальнейшем геолого-поисковые работы здесь проводили Д. А. Дорофеев (1963 г.), Н. Г. Андриянов (1973 г.), Д. Н. Кораблев (1989 г.), Я. С. Зыков (1992 г.) и др. Научными исследованиями в разное время занимались Г. Н. Гамянин, В. А. Амузинский, А. И. Зайцев, А. С. Борисенко и др.

Пространственно рудная зона совпадает с полосой мелкой складчатости и фиксирует в осадочном чехле наряду с разрывными нарушениями зону Кидерикинского регионального разлома. Наиболее продуктивная часть рудной зоны – Мугунское рудопроявление – располагается в ее центральной части вдоль западного контакта Тарбаганнахского гранитоидного массива (рис. 1).



Рис. 1. Геологическая карта Мугунского рудопроявления (по Кораблеву Д.Н. и др., 1987 г., с изменениями).

l – аллювиальные отложения; 2 – ледниковый крупнообломочный материал; 3–6 – халыинская свита, нижняя подсвита: 3 – четвертая пачка (алевролиты, песчаники), 4 – третья пачка (алевролиты глинисто-углистые, прослои песчанистых алевролитов), 5 – вторая пачка (алевролиты, песчаники, прослои гравелитов), 6 – первая пачка (алевролиты, маломощные пласты разнозернистых песчаников); 7, 8 – суркечанская свита: 7 – вторая пачка (алевролиты, песчанистые алевролиты, прослои известковистых песчаников и «рябчиков»), 8 – первая пачка (песчаники, алевролиты, гравелиты, конглобрекчии); 9 – экачанская свита, верхняя подсвита (алевролиты разнозернистые, слоистые); 10 – позднемеловые дайки гранитов ( $\gamma K_2$ ), гранит-порфиров ( $\gamma K_2$ ) и лампрофиров ( $\chi L_2$ ); 11 – раннемеловой массив гранодиоритов ( $\gamma \delta K_1$ ); 12 – позднеюрские дайки диоритов ( $\delta J_3$ ) и диоритовых порфиритов ( $\delta \pi J_3$ ); 13 – маркирующая песчаниковая пачка; 14, 15 – контактовометаморфизованные породы: 14 – мигматиты, 15 – кордиерит-андалузитовые, биотитовые роговики и биотитизированные породы; 16 – кварцевые жилы и их развалы; 17 – геологические границы; 18 – разрывные нарушения; 19 – сбросы.

Вмещающие породы от верхов суркечанской свиты позднего карбона до верхов нижнехальинской подсвиты ранней перми представляют собой грубофлишоидную толщу, состоящую из чередования пачек разнозернистых песчаников и алевролитов. Оруденение локализуется в виде ярусно расположенных на нескольких продуктивных уровнях межпластовых и внутрипластовых кварцевых жил, типичных для Аллах-Юньской металлогенической зоны. Жилы в разной степени затронуты процессами контактового метаморфизма. Выделяются две зоны проявления золото-кварцевых жил – западная и восточная, расположенные на крыльях Мугунской антиклинали и совпадающие с тектоническими швами Дьапхачанского и Мугунского разломов.

Западная зона представлена рудным телом № 2, приуроченным ко второй песчанистой пачке нижнехалыинской подсвиты на западном крыле антиклинали. Рудное тело простирается на 2,2 км, наиболее протяженный интервал (Тарбаганнахская жила) находится в нижней части песчанистой пачки, на границе песчаников и алевролитов. Мощность ее не выдержана как по простиранию, так и по падению и колеблется от 0,8 до 2,5 м. Кварц в жилах слабо ороговикован.

Восточная располагается непосредственно В приконтактовой зона части Тарбаганнахского массива в пределах зоны биотитовых роговиков и биотитизированных пород. По своему характеру зона представляет собой серию сближенных кварцевых жил, приуроченных к двум продуктивным уровням первой пачки нижнехалыинской подсвиты. Рудное тело № 7 приурочено к мощному пласту песчаников, слагающему низы ее второй пачки и состоит из восьми фрагментов и жилы Новая мощностью 0,4–1,2 м. Рудное тело № 3 расположено в верхней части песчанистой пачки, слагающей основание нижнехалыинской подсвиты. Оруденение представлено маломощной (0,4–0,8 м) субпластовой кварцевой жилой на восточном крыле Мугунской антиклинали и в мульде синклинали более высокого порядка, осложняющей ядро этой структуры. Жилы сложены кварцем с роговиковой структурой, биотитом, диопсидом, амфиболом и альбитом, расположенными в основном в зальбандах.

#### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Ранее вещественный состав руд более детально изучался Г. Н. Гамяниным [1, 2], который выделил два минеральных типа.

1. Арсенопиритовый, связанный с рудными телами, удаленными от Тарбаганнахского массива. Представлен рудными минералами: широко распространенными арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, золотом, а также леллингитом, пиритом, пирротином, марказитом, халькопиритом. Жильные минералы – кварц, анкерит, альбит, диопсид, актинолит, хлорит.

2. Висмутовый, связанный с рудными телами, локализованными в эндо- и экзоконтакте гранитоидного массива. Представлен рудными минералами: распространенными молибденитом, арсенопиритом, пиритом, а также спорадическими леллингитом, пирротином, халькопиритом, самородным висмутом и золотом. Жильные минералы – кварц, калиевый полевой шпат, серицит, биотит, рутил и шеелит.

28

#### НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ

В последние годы нами проведено детальное минералогическое исследование руд из кварцево-жильных тел, расположенных в эндо- и экзоконтакте Тарбаганнахского массива. В результате уточнен и существенно дополнен вещественный состав. Так, впервые диагностированы минералы мальдонит (Au<sub>2</sub>Bi), хедлейит (Bi<sub>2</sub>Te), бурнонит, пентландит, кобальтин, редкоземельные минералы группы монацита и алланита, а также минералы урана; определены составы многих известных минералов; уточнена пробность самородного золота различных минеральных ассоциаций (рис. 2, табл. 1). С учетом полученных данных мы выделяем два минеральных типа Мугунского рудопроявления: Аs-полиметаллический (соответствует арсенопиритовому по Г. Н. Гамянину [1, 2]) и золото-редкометалльный (висмутовый по [1, 2]). Во втором типе выделяются пентландит-кобальтин-леллингитовая, золотомальдонит-висмут-теллуридная и золотосеребро-молибденитовая ассоциации.



Рис. 2. Взаимоотношение минералов Мугунского рудопроявления. Au – самородное золото, Bi – самородный висмут, Mld – мальдонит, Hdl – хедлейит, Bmt – бисмутит, Mlb – молибденит)

Самородное золото (Au I), связанное с полиметаллической ассоциацией арсенопиритового типа, характеризуется средней пробой [1, 2]. В ранней ассоциации золоторедкометалльной формации наряду с леллингитом отмечены пентландит и кобальтин. Появление весьма высокопробного золота (Au II) и самородного висмута, скорее всего, свидетельствует о разложении мальдонита в нестабильной обстановке. В ассоциации с этими

же минералами встречается теллурид висмута, хедлейит. В поздней ассоциации появляются молибденит с реликтами бисмутита, дискразит, самородное серебро и низкопробное золото (Au III – 660 ‰).

Минералы	Au	Bi	Те	Ag	Мо	S	Fe	As	Ni	Со	Пробность Аи, ‰	Сумма
Золото-І**	82,38	-	-	17,16	_	-	-	-	-	_	827	99,55
Золото-II	95,89	_	_	3,82	_	_	_	_	_	_	960	99,91
Золото-III	66,50	_	_	36,96	_	_	_	_	_	_	662	100,46
Сам.висмут	-	100,4	_	_	_	_	_	_	_	_	_	100,4
Мальдонит*	64,66	36,49	_	_	_	_	_	_	_	_	_	101,16
Хедлейит*	-	67,75	33,8	_	_	_	_	_	_	_	_	101,56
Молибденит	-	_	_	_	58,43	40,95	_	_	_	_	_	99,38
Леллингит	-	_	_	_	_	2,68	28,59	68,44	1,11	_	_	99,82
Пентландит*	-	_	_	_	_	33,69	35,07	_	30,68	_	-	99,43
Арсенопирит	-	_	_	_	_	17,35	30,49	48,61	2,48	1,76	-	100,69
Кобальтин*	-	-	-	_	—	18,48	9,55	45,02	10,07	16,87	_	100,29

Таблица 1. Средние составы рудных минералов Мугунского проявления (мас.%)

*Примечание.* \* – впервые обнаруженные минералы, \*\* – по данным Г. Н. Гамянина [1, 2]. Анализы выполнены С. К. Поповой в ИГАБМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD. Условия съемки: напряжение 20 кВ, ток 17 нА. Аналитические линии: Cu, Fe, Zn–K<sub>a</sub>; Bi–Ma; Te, Pb, Ag, Sb, S–La. Эталоны: CuSbS–Cu, Sb, S;  $Bi_2S_3$ –Bi; HgTe–Hg, Te; FeAsS–As; Ag 100 %.

#### РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Минералы редкоземельных элементов представлены группой монацита и алланита (табл. 2), встречаются в виде микроскопических зерен в рудовмещающих метасоматитах в ассоциации с цирконом, слюдами, урановыми минералами и Со- и Ni-содержащим арсенопиритом.

№ анализа	0	Al	Si	Ca	Fe	Ag	Р	La	Се	Nd	Сумма
Группа алланита											
1	38,81	9,99	15,86	8,15	7,15	—	_	4,84	8,98	3,96	97,74
2	36,82	9,11	15,18	8,9	8,57	—	_	5,33	11,44	-	95,35
4	37,94	8,38	15,42	8,91	8,51	-	-	5,17	8,2	3,3	95,83
Группа монацита											
8	27,74	—	_	0,99	—	1,73	12,64	14,73	28,66	10,16	96,65
9	23,86	-	_	-	-	—	12,43	16,23	28,31	12,76	93,6
13	25	—	—	—	—	-	12,45	16,25	29,26	10,14	93,09

Таблица 2. Химический состав редкоземельных минералов (мас.%)

*Примечание*. Анализы выполнены С. К. Поповой в ИГАБМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD.

#### УРАНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Минералы урана встречаются в ассоциации с редкоземельными минералами, шеелитом, цирконом и слюдами в рудовмещающих метасоматитах, представлены титанистой разновидностью и относятся к группе браннерита (табл. 3). Результаты пока предварительные.

№ анализа	U	Ti	Fe	Y	Nb	0	Сумма
1	6,41	26,16	18,48	5,51	7,57	35,54	99,66
6	20,12	22,11	5,31	9,84	12,39	30,58	101,31
7	20,93	19,51	2,9	9,07	12,54	31,74	97,6

Таблица 3. Химический состав минералов урана (мас.%)

*Примечание.* Анализы выполнены С. К. Поповой в ИГАБМ СО РАН на микроанализаторе «Camebaxmicro».

Таким образом, оруденение Мугунского рудопроявления характеризуется полиформационностью и комплексной (Au-Ag-Te-Bi-REE-U) минерализацией. Редкоземельные минералы и особенно минералы урана требуют дальнейшего изучения. Их появление, вероятно, связано с магматической деятельностью.

Работа выполнена частично в рамках партнерского проекта СО И ДВО РАН № 48.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Гамянин Г.Н.</u> Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2001. 221 с.

2. <u>Гринберг Г.А.</u>, Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 216 с.

## РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УГЛЕЙ СЕВЕРНОЙ АЗИИ (СИБИРЬ, РОССИЙСКИЙ ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, КАЗАХСТАН, МОНГОЛИЯ)

#### С.И. Арбузов, В.С. Машенькин, В.И. Рыбалко, А.Ф. Судыко

Институт природных ресурсов НИ ТПУ,634050, г. Томск, пр. Ленина, 30, ТПУ, ИПР, каф. ГЭГХ, Россия

Приведен обзор металлоносности углей северной Азии. Угли региона характеризуются высоким редкометалльным потенциалом. Выявлены многочисленные различные по составу и природе редкометалльно-угольные месторождения и проявления. Экономическое значение имеют германиеносные угли. Потенциально перспективны скандийсодержащие, золотоносные и комплексные редкометалльно-угольные месторождения. Распространенные на всей территории уранугольные проявления и месторождения экономического значения не имеют, но экологически опасны при использовании этих углей в топливно-энергетическом комплексе.

уголь, редкие элементы, металлоносность, комплексные месторождения, северная Азия

## RARE-METAL POTENTIAL OF COALS IN NORTHERN ASIA (SIBERIA, THE RUSSIAN FAR EAST, KAZAKHSTAN, MONGOLIA) S.I. Arbuzov, V.S. Mashenkin, V.I. Rybalko, A.F. Sudyko

The paper considers review of the coal rare metal content in Northern Asia. The region coals are characterized by a high rare-metal potential. Abundant, different in composition and nature rare-metal coal deposits and occurrences are revealed. Germanium-bearing coals possess an economic value. Scandium-containing, gold-bearing and complex rare-metal coal deposits are potentially promising. Uranium coal occurrences and deposits, spreading through the whole territory, do not have commercial significance, but they represent an ecological hazard during their use in a fuel and energy complex.

coal, rare elements, metal content, complex deposits, Northern Asia

Общемировая тенденция рационального использования природных ресурсов обусловила стремление к комплексному использованию не только руд, но и органического топлива. Уголь все чаще рассматривается как источник получения большой группы благородных и редких металлов (Ge, Au, Sc, REE и др.). Основным источником германия на мировом рынке сырья по-прежнему остаются германиеносные угли, в которых, помимо Ge, аномально высокие содержания REE, Sb, W, Mo, Rb, Cs и других элементов-примесей [22]. В углях сконцентрированы значительные ресурсы урана и других ценных металлов.

Угольные месторождения северной Азии с начала ХХ в. рассматриваются как потенциальный источник благородных и редких металлов [12, 17]. В Сибири, Монголии, Казахстане и на Дальнем Востоке открыты месторождения угля с аномально высокими, а в ряде случаев и с промышленно значимыми содержаниями Ge, Sc, Au, REE, Nb, Ta, Mo и различна. аномалий других ценных металлов. Природа ЭТИХ По предложенной В. В. Серединым классификации редкометалльных углей [21] выделяются четыре генетических типа: терригенный, туфовый, инфильтрационный и эксфильтрационный. Терригенный тип обусловлен поступлением металлов в торфяную залежь из поверхностных вод в ионной и коллоидной форме. Вулканогенный тип формируется за счет выпадения на

32

поверхность палеоторфяника пеплового материала кислого или щелочного состава с последующим его захоронением. Пепел, обогащенный группой редких элементов, формирует аномалии соответствующего состава в углях. С ним связывают проявления Nb, Ta, REE, Zr, Hf и других литофильных металлов. *Инфильтрационный* тип связан с поступлением в палеоторфяник или угольный пласт вод зоны гипергенеза, обогащенных ценными элементами. Такой процесс весьма характерен для уран-угольных месторождений. *Эксфильтрационный* тип обусловлен поступлением и разгрузкой глубинных, в том числе термальных, вод, обогащенных ценными элементами, в торфяную залежь или угольный пласт. Этот тип рудообразования типичен для формирования богатых германий-угольных месторождений с сопутствующими REE, Au, Pt, Sb, As, Hg, W и другими элементами в зависимости от состава рудообразующих растворов.

Германий. Промышленно германиеносные энергетические угли выявлены в Приморском крае (Павловское (Спецугли), Бикинское и Шкотовское месторождения) и в Северном Китае (Вулантуга, Вумучанг и Юмин) [20-22]. На о. Сахалин отработано Новиковское месторождение. Все они отличаются высокими содержаниями (0,1-1,0%) и значительными запасами германия (880-4000 т). Аномально германиеносны также Раковское и Лузановское буроугольные месторождения. Помимо Ge в углях установлены высокие содержания Sb, W, Be, Cs, As, Hg и других элементов-примесей. Предполагается, что руды сформировались ИЗ металлоносных низкотемпературных растворов В период торфонакопления и диагенеза осадков [10, 21] либо из вод зоны гипергенеза в результате выветривания металлоносных пород в обрамлении угленосных впадин [5].

В Сибири выявлен ряд угольных месторождений с повышенными содержаниями Ge: Тарбагатайское (Забайкальский край), Черногорское (Республика Хакасия) и Касское (Красноярский край). Так как содержания германия в них сравнительно невысокие, в настоящее время они нерентабельны для промышленного освоения. Прогнозные ресурсы Ge в лигнитах Касского месторождения составляют 11000 т [7], в каменных углях Черногорского месторождения 8895 т [2]. Кроме того, в Кузбассе оценены и поставлены на государственный баланс большие запасы германия в коксующихся углях с содержаниями 1,6–3,04 г/т. Однако из-за отсутствия технологии его извлечения из сибирских коксующихся углей эти запасы пока не используются [8].

*Скандий*. В Сибири, на Дальнем Востоке и в Казахстане сосредоточены значительные ресурсы скандиеносных углей, главным образом на территории Западно-Сибирской плиты. Содержание скандия в золе угля достигает 0,23 %. Наиболее обогащены золы углей в западной части бассейна вблизи Урала. Высокой скандиеносностью отличаются также угли Черногорского (Минусинский бассейн) и Азейского (Иркутский бассейн) месторождений [19]. Отдельные угольные пласты, обогащенные Sc (80–400 г/т), отмечены в Канско-Ачинском бассейне (Бородинское, Саяно-Партизанское, Сереульское и др.). Прогнозные ресурсы его велики и превышают мировое производство на несколько порядков: только в Черногорском месторождении 13800 т, в Бородинском – 3800 т, в Саяно-Партизанском – 2600 т [3]. Аномально скандиеносные угли установлены на о. Сахалин, в Приморье

(Бикинское месторождение), в Казахстане (Каражыра, Карагандинский бассейн) и в Монголии (Шарыногол и Чандгантал) [19]. Уникальные концентрации скандия отмечены в углях Жиганского месторождения Ленского бассейна: до 220 г/т при среднем содержании в угольных пластах 150 г/т [9]. Несмотря на достаточно высокие содержания скандия в золе угля, значительные ресурсы металла в углях, превышающие мировое потребление на несколько порядков, его запасы не учтены государственным балансом. Производства скандия из угля в ближайшей перспективе не ожидается.

Золото. Золотоносность углей – один из наиболее сложных и дискуссионных вопросов оценки металлоносности угольных месторождений. Промышленных месторождений золота в углях северной Азии не выявлено. Вместе с тем опубликовано множество данных об аномальных его содержаниях в различных угольных месторождениях: в Кузбассе, Минусинском бассейне, Переясловском, Латынцевском и Саяно-Партизанском месторождениях Канско-Ачинского бассейна. Наиболее значительные содержания (до 7 г/т в золе угля) установлены в Западно-Сибирском бассейне [18]. Коллективом специалистов из Амурского центра ДВО РАН опубликованы уникальные данные о количестве золота в углях Дальнего Востока. Согласно их оценкам, в углях Красноярского месторождения содержится 4,5-20,0 г/т Au, Райчихинского - 2,5-9,0 г/т, Павловского - 9,0-35,0 г/т, Харанорского - 4,2-14,3 г/т, Ерковецкого – 6,0–12,0 г/т [14]. Здесь же отмечается и аномальнаяе концентрация платины [15]. Исходя из этих оценок, только в Ерковецком месторождении с запасами 2,5 млрд т угля должно быть сконцентрировано 15–30 тыс. т золота. В более ранних работах показаны еще более фантастические цифры: Райчихинское месторождение – 53 г/т, Огоджинское – 30 г/т, Сергеевское 17 г/т, Свободненское – 15 г/т [11]. Цифры, безусловно, впечатляющие, но, к сожалению, никакими другими данными они не подтверждены, в связи с чем подвергаются критическому анализу [16]. Проведенное в 2010 г. ревизионное бороздовое опробование углей и углевмещающих пород Ерковецкого (32 пробы), Райчихинского (31 проба) и Харанорского (48 проб) месторождений и анализ концентрации Аи методом ИНАА как непосредственно в угле, так и в его золе, показало, что содержание золота в угле фоновое на Ерковецком и Харанорском месторождениях, но повышенныое на Райчихинском (10-60 мг/т, в единичных пробах до 0,302 г/т в угле и 5,5 г/т в золе угля). На потенциальную золотоносность углей Дальневосточного региона указывают и результаты изучения золошлаков ТЭС в регионе [4].

Тантал, ниобий, цирконий и лантаноиды. Обычно эти элементы в углях образуют единую ассоциацию. Согласно данным В. В. Середина, ниобиеносные угли выявлены в Приморье и в Кузбассе [13]. В Кузбассе наиболее обогащены Nb, Ta, Zr, Hf и лантаноидами угли пласта XI кемеровской свиты на юге бассейна. Содержание Ta во внутрипластовом прослое алевролитов составляет в среднем 42 г/т, а в отдельных сечениях достигает 71 г/т. Концентрация Nb в золе угля достигает 0,2 %, в среднем для золы угля пласта – 0,0146 %, Zr - 0,6 % и 0,1 % соответственно. Ресурсы тантала здесь превышают 100 т [1]. Такие же аномалии установлены в углях Иркутского и Минусинского бассейнов.

Уран. Различные по масштабу уран-угольные месторождения и проявления месторождения повсеместно распространены в северной Азии, наиболее крупные с промышленными запасами урана – это месторождения Нижнеилийское и Кольджат в Казахстане. Накопление урана в угольных пластах происходит из грунтовых вод в результате эпигенетического рудоотложения инфильтрационного типа. Для формирования таких месторождений более благоприятны условия аридного климата в связи с повышенным содержанием U в водах этой климатической зоны. Однако уран накапливается и в типичных гумидных обстановках. Примером могут служить мелкие месторождения уран-угольного типа в Томской области (Усманское, Яйское и др.). Месторождения уран-угольного типа промышленного значения пока не имеют в связи с небольшими запасами отдельных месторождений, низким содержанием урана в рудах, малой рентабельностью технологии и экологическими проблемами, связанными с переработкой руд. Однако суммарные ресурсы таких руд огромны. В одном только Канско-Ачинском бассейне запасы сажистых ураноносных углей превышают 87 млн т [6]: при среднем содержании в них урана 0,023 % его ресурсы превышают 20 тыс. т. Велики ресурсы урана в Западно-Сибирском и Иркутском бассейнах и еще более значительны в углях Монголии и Забайкалья.

Таким образом, угли северной Азии обладают высоким редкометалльным потенциалом, в настоящее время почти не востребованным. Учитывая общую тенденцию возрастания спроса на редкометалльное сырье и снижение требований к качеству руд, можно предположить, что в недалеком будущем часть его будет вовлечена в разработку. Для изучения и освоения этого ресурсного потенциала необходима разработка и реализация государственной программы с участием всех заинтересованных сторон.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Арбузов С.И.</u>, Ершов В.В., Поцелуев А.А., Рихванов Л.П. Редкие элементы в углях Кузнецкого бассейна. Кемерово: Кемеровский полиграфкомбинат, 2000. 248 с.

2. <u>Арбузов С.И.</u>, Ершов В.В., Поцелуев А.А., Рихванов Л.П. Редкометалльный потенциал углей Минусинского бассейна. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2003. 347 с.

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

4. <u>Бакулин Ю.И.</u>, Черепанов А.И. Золото и платина в золошлаковых отходах ТЭЦ г. Хабаровска // Руды и металлы, 2003. № 1. С. 60–67.

5. <u>Вялов В.И.</u>, Ларичев, Е.В. Кузеванова и др. Редкие металлы в буроугольных месторождениях Приморья и их ресурсный потенциал // Региональная геология и металлогения, 2012. № 51. С. 96–105.

6. <u>Гаврилин К.В.</u>, Озерский А.Ю. Канско-Ачинский угольный бассейн. М.: Недра, 1996. 272 с.

7. <u>Евдокимов А.П.</u>, Озерский А.Ю., Еханин А.Г. Германиеносные лигниты юговосточной окраины Западно-Сибирской плиты // Разведка и охрана недр, 2004. № 6. С. 26–29.
8. <u>Кац А.Я.</u>, Кременецкий А.А., Подкопаев О.И. Германий – минерально-сырьевая база Российской Федерации // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, 1998. № 3. С. 5–9.

9. <u>Каширцев В.А.</u>, И.Н. Зуева, В.С. Сукнев и др. Парагенетические ассоциации редкоземельных элементов в мезозойских углях северной части Ленского бассейна // Отечественная геология, 1999. № 4. С. 65–68.

10. <u>Костин Ю.П.</u>, Мейтов Е.С. К генезису месторождений высокогерманиеносных углей и критериям их поисков // Изв. АН СССР. Сер. Геол, 1972. № 1. С. 112–119.

11. <u>Кузьминых В.М.</u>, Сорокин А.П. Миграция и накопление золота при гипергенных процессах // Вестник ДВО РАН, 2004. № 2. С. 113–119.

12. <u>Кулибин К.А.</u> Драгоценные металлы в каменном угле // Золото и платина, 1908. № 24. С. 510–511.

13. <u>Середин В.В.</u> Первые данные об аномальных концентрациях ниобия в углях России // Докл. РАН, 1994. Т. 335. № 35. С. 634–636.

14. <u>Сорокин А.П.</u>, В.М. Кузьминых, В.И. Рождествина Золото в бурых углях: условия локализации, формы нахождения, методы извлечения // Геохимия, 2009. Т. 424. № 2. С. 239–243.

15. <u>Сорокин А.П.</u>, В.И. Рождествина, В.М. Кузьминых и др. Закономерности формирования благородно- и редкометалльного оруденения в кайнозойских угленосных отложениях юга Дальнего Востока // Геология и геофизика, 2013. Т.54. № 7. С. 876–893.

16. <u>Степанов В.А.</u> Существуют ли ураганные концентрации золота в угольных месторождениях верхнего Приамурья и Сибири? // Руды и металлы, 2010. № 2. С66–68.

17. <u>Шахов Ф.Н.</u>, Эффенди М.Э. К геохимии углей Кузнецкого бассейна // Докл. АН СССР, 1946. Т. LI. № 2. С. 135–136.

18. <u>Arbuzov S.I.</u>, Rikhvanov L.P., Maslov S.G. et al Anomalous gold contents in brown coals and peat in the south-eastern region of the Western-Siberian platform // Int. J. Coal Geol, 2006. V. 68. I. 3-4. P. 127–134. doi: 10.1016/j.coal.2006.01.004

19. <u>Arbuzov S.I.</u>, Volostnov A.V., Mezhibor A.M., et al. Scandium (Sc) geochemistry in coals (Siberia, Russian Far East, Mongolia, Kazakhstan, and Iran) // Int. J. Coal Geol, 2014. V. 125. P. 22–35. doi: 10.1016/j.coal.2014.01.008

20. <u>Li J.</u>, X. Zhuang, X. Querol et al. New data on mineralogy and geochemistry of high-Ge coals in the Yimin coalfield, Inner Mongolia, China // Int. J. of Coal Geol, 2014. 125. P. 10–21. doi: 10.1016/j.coal.2014.01.006

21. <u>Seredin V.V.</u>, Dai S., Sun Y., Yu I. Chekryzhov Coal deposits as promising sources of rare metals for alternative power and energy-efficient technologies // Applied Geochemistry, 2013. V. 31. P. 1–11. doi: 10.1016/j.apgeochem.2013.01.009

22. <u>Seredin V.V.</u>, Finkelman R. B. Metalliferous coals: A review of the main genetic and geochemical types // Int. J. of Coal Geol, 2008. V. 76. I. 4. P. 253–289. doi: 10.1016/j.coal.2008.07.016

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗОНЫ ИН-УЗЗАЛ В АЛЖИРСКОЙ САХАРЕ

Эссаид Аули<sup>1</sup>, С.В. Белов<sup>2</sup>

1 – Enterprise Publique Economique OPE ORGM Spa, BP102, Boumerdes, 3500, Algerie; 2 – OAO «Зарубежгеология», 119002 Москва, Калошин пер. 10, Россия

Впервые в русскоязычной литературе описываются геологическое строение, особенности локализации и геодинамические условия формирования золотого оруденения в Ин-Уззальском районе щита Ахаггар (Алжирская Сахара). Приводится описание наиболее крупного объекта района - кварцево-жильного месторождения Амесмесса. Рудные объекты района имеют протерозойский возраст, относятся к золото-кварц-малосульфидной формации, располагаются преимущественно в пределах протерозойского гранит-зеленокаменного пояса и приурочены к полям развития метаморфизованных диоритов. Основу структуры золоторудного района и типовой геологической обстановкой нахождения рудных жил являются разрывные структурные парагенезисы, возникшие в ходе геодинамического развития крупной сдвиговой зоны во время Эбурнейского тектономагматического цикла. Данный золоторудный район относится к формации типичной для металлогенических зон зеленокаменных поясов древних щитов и имеет хорошие перспективы наращивания своего ресурсного потенциала.

Ахаггар, Сахара, Ин-Уззальский золоторудный район, месторождения Амесмесса, Тирек, зеленокаменный пояс, геодинамика сдвиговых зон

## GEODYNAMIC CONDITIONS OF FORMATION THE GOLD MINERALIZATION OF ZONE IN-UZZAL IN THE ALGERIAN SAHARA

#### Essaid Aouli, S.V. Belov

For the first time in Russian-speaking literature geological structure, features of localization and geodynamic conditions of formation the gold mineralization in the In-Uzzal region of Ahaggar shield (Algerian Sahara) are described. The description of the largest object of the area – the Amesmessa quartz-vein gold mineral deposit is made. Ore objects of the area have Proterozoic age, belong to gold quartz - a low-sulfide formation, settle down mainly within the Proterozoic granite-greenstone belts and are settle down within the fields of the metamorphic diorites. Basis of structure of the gold-ore area and a standard geological situation of finding of ore veins is the breaking structural paragenesises which arose during geodynamic development of a large shift zone during the Eburneysky tectonic-magmatic cycle. This gold area belongs to a formation typical for the metallogeny of zones the granite-greenstone belts of ancient shields and has good prospects of the resource potential increasing.

Ahaggar, Sahara, In-Uzzal gold district, Amesmessa and Tirek mineral deposits, granite-greenstone belt, geodynamic of shift zones

#### введение

Первые признаки золотой минерализации в зоне Ин-Уззал, находящейся в югозападной части щита Ахаггар (Hoggar) в Центральной Сахаре впервые были обнаружены французскими геологами в 50-х годах прошлого века [Lelubr]. Однако лишь в 70-90 годы после совместных работ российских и алжирских геологов были выявлены и разведаны такие объекты как (рис. 1):

• золото-кварцево-жильное месторождение Амесмесса [Amesmessa] (координаты – 20° 58' 41" с.ш., и 2° 29' 2" в.д.) с запасами 61 т., при среднем содержании Au 18 г/т;

• золото-кварцево-жильное месторождение Тирек [Tirek] (координаты – 21° 30' 7" с.ш. и 2° 30' 10" в.д.) с запасами 14,8 т. Аu, при среднем содержании Au – 25 г/т, находящееся в 60 км к северу от месторождения Амесмесса;

• около десятка рудопроявлений золота между Тиреком и Амесмесой, локализующихся вдоль субмеридионального Восточно-Инуззальского регионального разлома с прогнозными ресурсами Au 150 т.

Таким образом, можно говорить о наличии на юге Алжирской Народно-Демократической Республики (АНДР) в юго-западном Ахаггаре достаточно крупного Ин-Уззальского золоторудного района. Очевидно, что его ресурсный потенциал может быть увеличен при проведении дальнейших целенаправленных геологоразведочных работ.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА

Ахаггар (или Туарегский щит), где располагается Ин-Уззальский золоторудный район, является древнейшим геологическим сооружением Алжира. Он представляет собой глыбово-складчатую область площадью около 0,5 млн. км<sup>2</sup>, находящуюся в центре Сахары, протягиваясь с запада на восток на 850 км и с севера на юг на 600 км (рис. 2). В его строении преобладают кристаллические и зеленокаменные комплексы архея-протерозоя, ЧТО позволяет рассматривать этот структурный элемент Африканской платформы как типоморфную провинцию древних щитов. В геоморфологическом отношении это горная область среди песчаных эргов Сахары, представляет собой сводовое поднятие, сформировавшееся в период мезозойского орогенеза. Геологическому строению Ахаггара посвящены работы французских, российских и алжирских геологов [3, 4, 6, 8, 9, 10, 11, 12, 17, 21, 23 и др.]. Ахаггар имеет гетерогенное строение и сформирован в результате двух главных мегациклов: архейско-раннепротерозойского и позднепротерозойского (рифейского) [4, 11]. По мнению В.М. Чайки [11], А.И. Ицкова и др. большую роль в его становлении рифейский цикл, в результате которого возникли не сыграл только новые позднепротерозойские складчатые зоны, но и частично были регенерированы и переработаны блоки ранней консолидации, что выразилось в их гранитизации, метаморфизме и дополнительных деформациях. Подобные представления дают основание ряду исследователей [17, 18, 23], считать, что Ахаггар – часть нигерийско-фарузийского подвижного пояса Африки.



Рис. 1. Расположение месторождений Амесмесса и Тирек в Ин-Уззальском золоторудном районе в Алжирской Сахаре.



Рис. 2. Схема геологического строения территории Алжира.

1-3 – область альппийской складчатости: 1 – область Атласа; 2 – Высокие плато; 3 – Сахарский Атлас. 4-6
– область Сахарской платформы: 4 – меловые отложения; 5 – неоген-четвертичные отложения; 6 нерасчленённые палеозойские отложения; 7 – герциниды Угарты; 8-10 – выходы кристал-лического основания: 8 – палеозоидов на севере Алжира; 9 – щита Ахаггар (Хоггар); 10 – древнего щита Эглаб; 11 – положение Ин-Уззальского золоторудного района.

Архейско-раннепротерозойскому циклу развития Ахаггара отвечают наиболее глубокометаморфизованные породы инуззальского комплекса, распространённые в Западно-Ахаггарском горст-антиклинории. В строении стратифицированной части горстантиклинория метаморфизованные В условиях фации участвуют гранулитовой разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы, кальцифиры и мрамора. Плутонические образования представлены ассоциацией чарнокитов, плагиогранитов, с подчинённым развитием пегматитов. Нижнепротерозойские отложения представлены гнейсами, кварцитами, глинозёмистыми сланцами и мраморами, амфиболитами и железистыми кварцитами. Датировка гнейсов из нижней части разреза дала значения 2200 млн. лет [14, 15]. Протерозойские отложения, отвечающие рифейскому этапу, менее метаморфизованы и вулканогенно-осадочного происхождения, представлены породами относящимися к островодужной формации и хорошо сохранившимися в синклинорных зонах И грабенообразных впадинах. Среди вышеуказанных толщ присутствуют син-орогенные плутоны формации батолитов пёстрого состава, позднеорогенные панафрикансткие гранитные массивы с возрастом 620-580 млн лет [16], а также редкометалльные граниты Таурирт, возникшие в интервале 535-484 млн. лет в период раннепалеозойской тектономагматической активизации [2].

Тектонический облик щита Ахаггар определяет система меридионально вытянутых грабено- и горстообразных блоков, разделенных глубинными разломами, представляющими собой зоны дробления, милонитизации и метасоматоза. Грабенообразные блоки сложены, преимущественно, гранит-зеленокаменными комплексами неопротерозоя, а горстообразные – гранито-гнейсовыми породами и гранитоидными образованиями архейскораннепротерозойского возраста (рис. 3).





1 – выступы архейского основания западно-африканского кратона; 2 – верхнепротерозойские отложения западно-африканского кратона; 3 – покровные отложения серий Гурна (Gourna) и Тилемси (Tilemsi); 4 – суггарийские (архейские) гранулитовые выступы Ин-Уззал и Ифорас; 5 – фарузийские отложения нижнего протерозоя; 6 – высокометаморфизованные панафриканские толщи; 7 – гнейсовые толщи Центрального Ахаггара; 8 – отложения Восточного Ахаггара; 9 – панафриканская сутура; 10 – главные надвиги; 11 – основные региональные разломы; 12 – положение Ин-Уззальского золоторудного района.

Эти образования формируют линейную складчато-блоковую структуру Ахаггара. В центре его находится Центрально-Ахаггарский горст-антиклинорий, сложенный преимущественно нижнепротерозойскими породами. С запада к нему примыкает Западно-Ахагарский мегасинклинорий, а с востока – краевая переходная синклинорная зона; обе эти структуры выполнены в основном верхнепротерозойскими породами. На крайнем западе располагается Западно-Ахаггарский горст-антиклинорий, сложенный, как и ЦентральноАхаггарский, нижнепротерозойскими образованиями, а также наиболее древними отложениями архейского гранулит-чарнокитового инуззальского комплекса, охарактеризованными выше. В самой восточной части Ахаггара находится Джанетская антиклинорная зона, где преимущественно также развиты нижнепротерозойские породы. Границы указанных структурно-формационных зон проходят по крупным древним тектоническим нарушениям преимущественно субмеридионального простирания. Особенно чётко в структуре и рельефе проявлен разлом 4°50', образующий зону милонитизации и рассланцевания шириной 2–3 км.

### ПОЗИЦИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА В СТРУКТУРЕ АХАГГАРА И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Ин-Уззальский золоторудный район (рис. 4) находится в юго-западной оконечности щита Ахаггар, в 350 км к юго-западу от неофициальной столицы Сахары города Таманрассет. По своей геотектонической позиции он располагается в зоне регионального Восточно-Инуззальского разлома субмеридионального простирания, который является сочленением архейских гранулит-чарнокитовых пород инуззальского комплекса Западно-Ахаггарского горст-антиклинория развитых на западе, с протерозойскими гранитфарузского прогиба зеленокаменными образованиями Запалного Ахаггара В восточной части золоторудного района. Район располагаюшимися вытянут в субмеридиональном направлении на 75-80 км при ширине 5-6 км. Основным структурным элементом, определяющим его облик, является Восточно-Инуззальский разлом, протягивающийся в субмеридиональном направлении более чем на 200 км. Ширина шовной зоны разлома колеблется от 0,5 до 2 км. В её пределах породы подверглись динамометаморфизму с проявлением милонитизации и последующего бластеза. По своей кинематике разлом представляет собой взбросо-сдвиг. Западное его крыло – приподнято, восточное – опущено. Плоскость сместителя погружается на запад под углами 70-85°. Характерно наличие оперяющих тектонических нарушений высших порядков, вмещающих разнообразные дайки и кварцево-рудные жилы.

Западная половина района входит в состав архейского гранулитового блока Ин-Уззал. Блок имеет в целом клиновидную форму, более широкую на юге в районе месторождения Амесмесса и сужающуюся на севере в районе месторождения Тирек. Блок преимущественно сложен железистыми и в меньшей мере фельзитовыми гранулитами и чарнокитами. Для его внутренней структуры характерно развитие линейных складок, ориентированных в северовосточном направлении, секущихся разломами также преимущественно северо-восточного простирания. Характерно развитие интенсивной мигматизации. В северной половине района обнажается небольшой массив ультрабазитов.

В пределах собственно месторождений Амесмесса и Тирек присутствуют тела габбро и габбро-диоритов. Широкое развитие в пределах рудного района имеют дайки основного и кислого состава, залегающие как непосредственно в зоне субмеридионального Восточно-Инуззальского разлома, так и в оперяющих его трещинах северо-восточного и северозападного простираний.



## Рис. 4. Геологическая карта Ин-Уззальского золоторудного района.

1 -молассовые отложения кембрия; 2габбро, гранодиориты; 3 \_ габбродиориты; 4 – ультрабазиты; 5 – гнейсы среднего протерозоя; 6-12 породы архейского возраста: 6 – монцодиориты; 7 аляскиты (лептиниты); 8 – чарнокиты; 9 – гранулиты фельзитовые; 10 гранулиты ожелезнённые; 11 \_ карбонатные 12 отложения; милониты; 13 разломы 14 наблюдаемые; разломы предполагаемые; 15 – элементы залегания пород; 16 – месторождения золота (Тирек - на севере, Амесмесса юге площади); 17 \_ на \_ рудопроявления золота.

В пределах золоторудного района развито огромное количество кварцевых жил, которые формируют отдельные поля и зоны сгущения в пределах месторождений Амесмесса и Тирек а также расположенных между ними рудопроявлений. Так в пределах месторождений Амесмесса и Тирек выявлено соответственно 70 и 50 золото-кварцевых жил. Кварцево-рудные жилы расположены во всей субмеридиональной полосе между этими месторождениями, образуя рудопроявления Буаджила, Ларджан, Тимег, Даррег и др. Мощность жил варьирует от 0,1 м до 2–3 м. Протяженность составляет от десятков метров

до 1,5 км. Жилы контролируются зоной субмеридионального Восточно-Инуззальского разлома и оперяющих его трещин. Таким образом, по особенностям своей структуры золотоносные объекты Ин-Уззальского района относятся к линейному типу жильных полей. Усложняют структуру района пострудные тектонические нарушения преимущественно северо-восточного простирания, горизонтальная амплитуда смещений по которым составляет десятки и сотни метров, а иногда превышает 1 км.

## СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Рассмотрим подробнее основные закономерности и структурные особенности локализации золотого оруденения в Ин-Уззальском районе на примере наиболее крупного месторождения Амесмесса (рис. 5), которое является в настоящий момент главным золоторудным объектом. Оно располагается в южной оконечности рудного района и приурочено к региональному меридиональному Восточно-Инуззальскому разлому. Разлом, являясь главной структурой района, делит площадь месторождения на две части. На западе она сложена архейскими ультраметаморфическими образованиями Инуззальской серии (AR<sub>in</sub>). Слагающие здесь эту толщу лейкократовые гнейсы имеют крупнозернистую пегматоидный облик с характерным иногда голубоватым кварцем. структуру, Присутствующая в них полосчатость, по приближении к Восточно-Инуззальскому разлому приобретает субмеридиональную ориентировку. Гранулиты основного состава представлены габбро, габбро-диоритами, пироксенитами. Ксенолиты гранито-гнейсов в них встречаются достаточно часто. В пределах месторождения Амесмесса в составе пород Инуззальской серии часто присутствуют кальцифиры с кристаллами биотита, оливина, пироксена, граната. В структурном отношении ультраметаморфические образованиями Инуззальской серии образуют горстовое поднятие, в котором они формируют дисгармоничные складки с шарнирами, погружающимися к северу.

В восточной половине месторождения развиты нижнепротерозойские породы серии Арешшум (PR<sub>1ar</sub>). Они представлены гнейсами и гранито-гнейсами с прослоями амфиболитов, кварц-альбит-серицитовых и хлорит-биотит-амфилоловых сланцев. Породы формируют сложные брахиподобные складки субмеридионального простирания. Весьма примечательным аспектом геологии месторождения является то, что практически все золотоносные жилы располагаются именно в восточной половине месторождения, которая входит в состав фарузийского гранит-зеленокаменного пояса. Этот факт подтверждает мнение [11] что данная особенность (приуроченность к зеленокаменным поясам) в целом присуща золотому оруденению развитому в Ахаггаре.

Ключевым структурным элементом месторождения Амесмесса является меридиональная зона Восточно-Инуззальского разлома, занимающая его центральную часть. Ширина разломной зоны колеблется от нескольких сотен метров до 2 км. Породы здесь рассланцованы, милонитизированы и подвергнуты последующему бластезу. Строение разломной зоны асимметричное: eë шовная часть, с интенсивно проявленной ультрамилонитизацией мощностью 200-500 м, смещена в сторону восточного контакта.





В тонко рассланцованных ультрамилонитах присутствуют следы течения с образованием дисгармоничной микроскладчатости. Ориентировка слоистости в ультрамилонитах параллельна меридиональному Восточно-Инуззальскому разлому и отражает плоскость его главного сместителя, которая падает на запад под углами 70–85°. По своей кинематике Восточно-Инуззальский разлом, по-видимому, отвечает взбросо-сдвигу,

хотя очевидно, что движения по нему происходили неоднократно. В шовной зоне разлома присутствуют линзы рассланцованных диоритов и габброидов.

Интрузивные образования на месторождении развиты ограничено. В Ин-Уззальском блоке, т.е. в западной части площади, характерны дифференцированные интрузии пироксенитов и габброидов, которые нередко приурочены к шарнирным частям складок метаморфических пород. Форма интрузий в плане дугообразная, реже – вытянутая или изометричная. Массивы дислоцированы и подвергнуты хлоритизации, оталькованию и месторождения, В восточной протерозойских эпидотизации. части среди пород субмеридиональные диоритов, мощностью 150-250 распространены тела Μ И протяжённостью до 4.5 КМ. Наиболее распространены крутопадающие дайки. представленные фельзитами, диабазовыми порфиритами, диорит-порфирами, габбродиоритами. Реже встречаются аплиты и гранит-порфиры. Дайки фельзитов присутствуют только в восточной части месторождения, среди протерозойских толщ и имеют север-северозападное простирание. Протяжённость их наиболее значительна и достигает 3-4 км. Они также имеют наибольшую мощность, до первых десятков метров. Дайки диабазовых порфиритов распространены лишь в юго-западной части месторождения среди архейских толщ Ин-Уззальского блока. Протяжённость их относительно невелика и составляет первые сотни метров. В отличие от вышеописанных дайки диорит-порфиров развиты как на западе, в Ин-Уззальском блоке архейских пород, так и на востоке, среди протерозойских толщ. Они весьма протяжённы. Их длина достигает 3 км. При этом весьма примечательно, что в Ин-Уззальском блоке эти дайки залегают в северо-западных трещинных структурах, а на востоке месторождения они локализуются в трещинах северо-восточной ориентировки.

Учитывая такие взаимоотношения даек с разновозрастными вмещающими породами, а также факты их взаимопересечений, можно наметить следующую последовательность их внедрения. Наиболее ранними являлись дайки диабазовых порфиритов присутствующие лишь среди архейских толщ, да и по своей структурной позиции, похоже, не связаны с Восточно-Инуззальским разломом. Следующими по времени становления были дайки фельзитов, тяготеющие к шовной зоне Восточно-Инуззальского разлома и к оперяющим его север-северо-западным трещинам в южной части месторождения. Самыми поздними внедрились дайки диорит-порфиров, которые использовали трещины, оперяющие Восточно-Инуззальский разлом, возникшие уже не только на востоке в протерозойских толщах, но и на западе среди архейских пород. Этот вывод подтверждается и прямыми наблюдениями. Так в юго-восточной части месторождения (район жильной зоны 3) дайки диорит-порфиров со смещением секут дайки фельзитов.

Главными рудовмещающими структурами месторождения являются крупные сколовые трещины параллельные шовной зоне Восточно-Инуззальского разлома. Именно они вмещают наиболее продуктивные золотоносные жильные зоны – 9, 8, 7, 10 и 11 в центре месторождения. В них сосредоточено около 75 % всех запасов руд. Протяжённость этих кварцево-жильных зон достигает 3 км. Мощность жильных зон от 2–3 до 25–30 метров. Падение их крутое, западное (рис. 6), параллельно шовной плоскости Восточно-

Инуззальского разлома. Максимальная глубина промышленного оруденения 440 метров. Она установлена по зоне 9, где скважиной подсечен интервал 1,13 метров, с содержанием золота 34,7 г/т. В целом, распределение золота по жилам достаточно неравномерное, коэффициент вариации меняется от 100 до 250 % и преобладают содержания Au от 1 до 5 г/т (рис. 7). Вместе с тем, центральные части жил часто существенно обогащены золотом, где содержания его составляют около 50 г/т (рис. 8). Пробность золота изменяется от 820 до 870. По своему минеральному составу месторождение Амесмесса относится к золото-кварц-малосульфидной формации. Количество сульфидов не превышает 5 %. Для месторождения характерно присутствие свободного золота, при преобладании мелких его выделений 20–30 микрон, редко 0,5 мм.



Рис. 6. Геологический разрез через жилу 9. Ориентировка профиля – широтная.



**Рис. 7.** Гистограмма распределения содержаний золота на месторождении Амесмесса. 1 – для всех жил месторождения; 2 – для жил, включённых в подсчёт запасов; 3 – для жилы 9.

В 3–4 км севернее находится ещё одна группа жильных зон (12, 17, 18, 13, 15, 16), по своей структурной позиции и морфологии аналогичных центральной группе жил. Они также залегают в сколовых крутопадающих трещинах, субсогласных с шовной зоной Восточно-Инуззальского разлома. В них сосредоточено 19,2 % запасов месторождения. По направлению к югу от центральной группы жил расположены небольшие жильные зоны 1, 2, 3, 4. Они представляют собой структурное продолжение центральных жил и также залегают в сколовых крутопадающих трещинах, шовной зоны Восточно-Инуззальского разлома.





Условные обозначения: синий цвет – 0 г/т; голубой – 1,5 г/т; зелёный – 3 г/т; жёлтый – 6 г/т; оранжевый – 10 г/т; красный – более 20 г/т.

Помимо субмеридиональных жил, структурная позиция которых контролируется шовной зоной Восточно-Инуззальского разлома, весьма примечательным феноменом общей структуры жильного поля месторождения Амесмесса является наличие в 300-500 м к востоку от полей субмеридиональных жил серии поперечных жил восток-северо-восточного направления. Протяженность их от первых сотен до 800-900 м. Содержание золота в этих жилах существенно ниже. По своей структурной позиции и параметрам трещины, в которых поперечные сдвиги (R'- сдвиги они залегают, могут идентифицироваться как или антитетические сдвиги по Риделю). которые (как свидетельствуют данные тектонофизического моделирования) возникают в ходе развития крупных сдвиговых зон, располагаясь под углами 60-75° к главному разлому.

Таким образом, общая структура месторождения Амесмеса являет собой классический пример формирования в ходе развития геодинамики крупных сдвиговых зон. Рассмотрим этот аспект подробнее в историко-геологическом плане.

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Возраст золотого оруденения (рис. 9) по данным изотопии свинца находится в интервале 2050–1940 млн. лет, что соответствует так называемому Эбурнейскому тектономагматическому циклу, который охватывает период 2170–1750 млн. лет [15, 17]. Учитывая это, рассмотрим последовательно основные тектонические и геодинамические события в этой части Ахаггара, которые привели к формированию рудоносных структур района. Наиболее древний возраст, зафиксированный для первичной базит-гранулитовой коры в массиве Ин-Уззал, находящемся в западной части Ахаггара –3,3 млрд. лет [13]. Линейно вытянутый гранулитовый пояс Ин-Уззал в это время представлял собой проторифтовую структуру, где происходило накопление осадочных, а также вулканогенных образований основного-ультраосновного высокомагнезиальных вулканитов коматиитсостава, базальтовой серии, которые возникли из деплетированной мантии. Гранулитовый пояс являлся областью погружения и осадконакопления, т.е. был древнейшим осадочным бассейном, который испытывал последующие сжатия. В это же время была заложена сопряженная гранит-зеленокаменная область Западно-Ахаггарского синклинория.

		Колонка	Возраст	Литология
палеозой	Ордовик		500-435 Ma	детритовая серия с конгломератами в основании (ордовик)
	Кембрий	NF Comotor		
	Кембрий		650-500 Ma	молассовая формация (кембрий)
протерозой	Неопротерозой эдиакарий		850-650 Ma	формация вулканитов и гранитов Тардифа, турбидитовая формация
	Неопротерозой криогений		1000-850 Ma	конгломераты, вулканогенно- осадочная формация, основные вулканиты с интрузиями гранитоидов, конгломераты основания
	Неопротерозой тоний	99999999999999999999999999999999999999	1600-1000 Ma	кварциты, мрамора, амфиболиты и гнейсы
	Палеопротерозой	Au Au Au Au Au Au Au Au Au Au	>1600 Ma	метаосадочные гнейсы, кварциты, мрамора, амфиболиты, эклогиты толща базитов и ультрабазитов, гранулиты, чарнокиты, анортозиты

Рис. 9. Возрастная позиция золотого оруденения Ин-Уззальского района (белый прямоугольник) в общей схеме последовательности геологических формаций Ахаггара.

Очевидно, что геодинамическая ситуация этого периода была отлична от плейттектонической и может быть описана в терминах плюм-тектоники. Можно предположить, что она определялась подъёмом мантийных суперплюмов первого (по терминологии [1]) поколения, образованных деплетированными ультрамафитами. По данным Н.О. Сорохтина с соавторами [9], развивающих концепцию зонного плавления земного вещества в архее, наибольшая активность, проявлявшаяся в перегреве мантии, существовала в областях, тяготеющих к экватору. Наиболее древний суперконтинент – Моногея имел возраст 2,6 млрд. лет. Учитывая данные палеореконструкций (рис. 10), можно полагать, что рассматриваемый нами район Африки находился относительно недалеко от архейского экватора. Такая его позиция приводила к тому, что коматиит-базальтовые ассоциации Ахаггарских зеленокаменных поясов формировались в условиях большего перегрева мантии. Как следствие этого они оказались существенно обогащены сидерофильными и халькофильными элементами, что и повлияло в дальнейшем на формирование здесь месторождений золота. Таким образом, это время может рассматриваться как начало рудоподготовительного этапа. Эбурнейский тектоно-магматический цикл начался на рубеже 2 млрд. лет. Примечательно, что к этому времени, по мнению ряда исследователей [1, 9, и др.], относятся первые геологические свидетельства тектоники плит. Можно предположить, что и в Ахаггаре в данное время стартовала плейт-тектоническая геодинамика. Примыкающий с запада к Ахаггару Западно-Африканский кратон, представлявший собой область ранней консолидации испытывал воздействие с востока со стороны Фарузийско-Нигерийского подвижного пояса Африки, в составе которого и находился Ахаггар.

Важным геодинамическим событием явилось заложение и развитие протерозойского гранит-зеленокаменного пояса фарузского прогиба Западного Ахаггара и возникновение серий изоклинальных складок в связи с подъёмом гнейсовых диапиров. Следующая фаза деформации проявилась в образовании зоны рассланцевания и формировании Восточно-Инуззальского разлома, в шовную часть которого внедрились линзовидные тела диоритов и габбро-диоритов. По мнению В.М. Чайки [11], именно метаморфизованные диориты, как производные гранитизации, являлись ответственными за процессы концентрации золота в Ахаггаре. Парагенетическая связь диоритов и габбро-диоритов с рудными телами на месторождении Амесмесса очевидна. Собственно их внедрением и завершился рудоподготовительный этап. Линейно-вытянутая форма штокообразного тела диоритов и габбро-диоритов в шовной зоне Восточно-Инуззальского разлома даёт возможность сделать заключение об особенностях поля напряжений этого периода. Короткая ось штока совпадает с направлением оси σ<sub>3</sub> а длинная – с осью  $\sigma_1$  Таким образом, вектор наибольшего сжатия в это время был ориентирован субширотно. Геодинамика формирования рудовмещающих трещинных структур на месторождении Амесмесса связана с развитием Восточно-Инуззальского разлома, по которому происходила активизация тектонических движений. По своей кинематике он является взбросо-сдвигом. Механизм деформаций в зонах сдвига изучен теоретически и экспериментально [5, 20, 22 и др.].



Рис. 10. Суперконтиненты по [9]: вверху – Моногея 2,5–2,4 млрд лет назад; внизу – Мегагея 1,8 млрд лет назад.

Вверху: *1* – континентальная кора; *2* – область гуронского оледенения; *3* – находки тиллитов и тиллоидов этого времени; *4* – области коры с существенным перегревом мантии; *5* – области коры с меньшим перегревом мантии; *6* – линия архейского экватора.

Внизу: *1*– континентальная кора; *2* – складчатые области; *3* – области формирования красноцветов. АФ – Африка; ЮФ – Южная африка; ЗАФ – Западная Африка. Ев – Европа; Ин – Индостан; Кан – Канада; Гр – гренландия; Ар – Антарктида; Ав – Австралия; Сиб – Сибирь Он, как правило, близок к простому сдвигу, что даёт возможность идентифицировать реально наблюдаемые структуры в зонах динамического влияния разломов с теоретическими и экспериментальными моделями. Такой подход принят нами при расшифровке геодинамического механизма формирования рудоносных структур на месторождении Амесмесса. Типы разрывных структур, возникающих в ходе развития геодинамики крупных сдвиговых зон, показаны на рис. 11.



Рис. 11. Основные типы и ориентация структур возникающих в зоне динамического влияния сдвига по [5, 20, 22].

l – ориентация региональных напряжений; 2 – ориентация локальных напряжений; 3 – направление перемещений; 4 – надвиги; 5 – сбросы; 6 – складки. R – трещины Риделя (синтетические сдвиги), ориентированные под углом  $10-20^{\circ}$  к главному разлому; R' и P – антитетические сдвиги ориентированные под углом  $60-75^{\circ}$  к главному разлому; T – трещины растяжения, сбросы ориентированные под углом около  $45^{\circ}$  к главному разлому; Y – сдвиги параллельные главному разлому.

Сопоставление картины золотоносных жил развитых на месторождении Амесмесса с показывает, что основная часть данной экспериментально-теоретической моделью рудопродуктивных жил локализуется в трещинах, параллельных шовной зоне Восточно-Инуззальского разлома и с тектонофизических позиций [5, 22], может быть отнесена к Үсдвигам. Серия менее продуктивных поперечных жил восток-северо-восточного направления, располагающихся под углами 60-75°, идентифицируются как поперечные сдвиги (R'-сдвиги или антитетические сдвиги по Риделю), которые возникли практически одновременно с У-сдвигам в ходе деформации сдвигания происходившей по Восточно-Инуззальскму разлому. Поле тектонических напряжений этого времени, судя по экспериментально-теоретической модели, претерпело некоторые изменения: ось  $\sigma_3$  с субширотного положения несколько переместилась к северо-востоку, а соответственно ось σ<sub>1</sub> – к юго-востоку. На рудном этапе в условиях непрекращающихся тектонических движений по Восточно-Инуззальскму разлому, о чём свидетельствует широкое развитие в рудах брекчий, в условиях поперечного растяжения (ось  $\sigma_1$  располагается субширотно) происходит раскрытие трещин шовной зоны и активное выполнение их рудным веществом. При этом очевидно, что такая ориентировка растягивающих усилий в рудный этап не способствовала аналогичному раскрытию поперечных жил, вследствие чего они оказались

менее рудопродуктивны. Геодинамика пострудного этапа, учитывая длительную последующую геологическую историю, была сложной и завершилась формированием сводового поднятия в период мезозойского орогенеза. При этом доминирующим типом пострудных разрывных структур, смещающих на десятки метров, как рудные жилы, так и саму шовную зону Восточно-Инуззальского разлома, явились разрывы северо-восточного направления.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующие основные выводы:

1. На юге Алжира, в юго-западном Ахаггаре, выявлен новый, достаточно крупный Ин-Уззальский золоторудный район. Он включает значительное месторождение Амесмесса, месторождение Тирек и более десятка рудопроявлений золота, дальнейшие геологоразведочные работы на которых могут привести к существенному увеличению его рудного потенциала.

2. Рудные объекты района имеют протерозойский возраст и относятся к золотокварц-малосульфидной формации. Располагаются преимущественно в пределах фарузийского протерозойского гранит-зеленокаменного пояса и часто приурочены к полям развития метаморфизованных диоритов. Основу структуры золоторудного района и типовой геологической обстановкой нахождения рудных тел являются разрывные структурные парагенезисы, возникшие в ходе геодинамического развития регионального Восточно-Инуззальского разлома, являющегося вбросо-сдвигом.

3. В пределах самого крупного месторождения Амесмесса наиболее продуктивное золотое оруденение локализуется в пределах продольных трещин скалывания, контролирующихся осевой плоскостью Восточно-Инуззальского регионального разлома. Эти трещины в основном параллельны главному сместителю (Y-сдвиги по Риделю). Менее рудопродуктивны поперечные сдвиги (R'-сдвиги или антитетические сдвиги по Риделю), располагающиеся под углами 60–75° к осевой плоскости Восточно-Инуззальского разлома. Таким образом, общая структура месторождения являет собой яркий пример возникновения в ходе развития геодинамики крупных сдвиговых зон.

4. Геодинамическая ситуация и поле напряжений на протяжении Эбурнейского тектоно-магматического цикла в ходе которого формировались золоторудные тела, определялись коллизионными процессами между Западно-Африканским кратоном, представлявшим собой область ранней консолидации и Ахаггаром, входившим в состав Фарузийско-Нигерийского подвижного пояса Африки. При этом ориентировка сжимающих усилий при внедрении диоритовой магмы была субширотной, а впоследствии, при формировании рудовмещающих структурных парагенезисов – северо-восточной.

5. По особенностям состава, структуры, геодинамики, возрасту и морфологическим типам рудных тел золоторудные объекты Инуззальского района в соответствие с классификацией М.М. Константинова [13], могут быть отнесены к формации типичной для металлогенических зон зеленокаменных поясов древних щитов. Наиболее близким их аналогом, по-видимому, являются золотые месторождения пояса Абитиби на

Канадском щите ([13] и др.). Учитывая вышеизложенное, можно предполагать, что Ин-Уззальский золоторудный район на юге Сахары имеет хорошие перспективы наращивания своего ресурсного потенциала.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Богатиков О.А.</u>, Шарков Е.В., Коваленко В.И. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли // Тр. ИГЕМ, Вып. 3. М.: Наука, 2010, 570 с.

2. <u>Белов С.В.</u>, Квиникадзе, М.С., Гасем С. Граниты Таурире в Алжирской Сахаре // Изв. Ан СССР, Сер. геол., 1991. №10. С. 84–92.

3. <u>Белов С.В.</u> Хоггарская вольфрамоносная провинция (Центральная Африка) // Геология рудн. м-ний, 1999. Т. 41. № 1. С. 15–35.

4. Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1973, 790 с.

5. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.

6. <u>Зигхми К.</u> Некоторые особенности геологического строения щита Ахаггар (Алжир) // Геолого-мінералогічний вістник, 2004. № 2. С. 86–90.

7. Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. М.: Научный мир, 2006, 355 с.

8. Салоп Л.И. Докембрий Африки. Л.: Недра, 1977, 490 с.

9. <u>Сорохтин Н.О.</u>, Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Козлова Н.Е. Коматииты позднего архея – некоторые аспекты рудоносности // Вестник МГУ, 2009. Т. 12, № 3. С. 447–445.

10. <u>Чайка В.М.</u> Протерозойские коматииты Центральной Сахары // Докл. АН СССР, 1976. 231. № 2. С. 446–448.

11. Чайка В.М. Рифеиды Центральной Сахары. М., Наука, 1979. 175 с.

12. Шубер Ю., Фор-Мюре А. Тектоника Африки. М.: Мир, 1973. 540 с.

13. <u>Allegre C.J.</u>, Caby R. Cronologie du Precambrien de L' Ahaggar ocidental / C.R. Acad. Des. Sci., Paris, 1972. Ser. D.V. 275. P. 2095–2098.

14. <u>Bertrand J.M.</u> Evolution polociclique des gneiss du Precambrian de l' Aleksod serie (Hoggar Central, Sahara Algèrien) // Aspect structuraux, petrologiques, geochomiques et geohronologiques. Paris, Serv. Geol. CNRS, 1974. V. 19.

15. <u>Bertrand J.M.</u>, Djemal M., Lapique F., Michard A., Dautel D., and Gravelle M. Nouvelles donnèes radiomètriques sur l'age de la tectonique Pan-Africaine dans rameau oriental de la chaine pharusienne (règion de Timgaouine, Hoggar, Algèrie) // Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, 1986, Serie 2, Mècanique, Physique, Chimie, Sciences de l' Univers, Science de la Terre. V. 302. P. 437–440.

16. <u>Boissonnas J.</u> Les granites a structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaine // Pan Africaine en Ahaggar (Sahara Central). Paris: Serv. Geol. CNRS, 1973. V. 16. 270 p.

17 <u>Caby R.</u> A review of the In Ouzzal granulitic terrane (Tuareg Shield, Algeria); its significance within the Pan-African Trans-Saharan Belt; Special issue on the In Ouzzal granulite unit, Hoggar Algeria // Journal of Metamorphic Geology, 1996. V. 14. P. 659–666.

18. <u>Lelubre M.</u> Recherches sur la gèologie de L' Ahaggar central et ocidental // Bull. Serv. carte gèol. Algèrie, 1952. V. 1–2, N 22. 386 p.

19. <u>Kuhns R.J.</u>, Sawkins F.J., Ito E. Magmatism, metamorfism and deformation at Hemlo, Ontario, and timing of Au-Mo mineralization in the Golden Giant Mine // Econ. Geol, 1984. V. 85. P. 720–756.

20. <u>Ramsay J.I.</u>, Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Fold and fractures. London, Academic press, 1987. V. 2. P. 300–700.

21. <u>Semiani F.</u> Mètallogènie de la zone de cisaillment aurifère est-ouzzalienne: structure, petrologie, et gèochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmessa (Hoggar occidental, Algèrie) // Memories, Gèosciences Rennes, 1996. N 68. 262 p.

22. Silvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. of Amer. Bull, 1988. V. 100. P. 1666–1703.

23. <u>Zaba J.</u> Structural evolution of west Hoggar and Adrar des Ifiras in Pan-African Orogeny (Central Sahara and Mali); a coppilation; Geological problems of North-West Africa // Technika Poszukiwan Geologicznych, 1992. V. 31. P. 45–56.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н.А. Бакшеев<sup>1</sup>, Н.А. Росляков<sup>2</sup>, Ю.А. Калинин<sup>2</sup>

1 – Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (ФГУП «СНИИГГиМС»), 630091, Новосибирск, Красный проспект, 67, Россия
 2 – Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, г. Новосибирск, ул. акад. Коптюга 3, Россия

Рассмотрены поздненеоплейстоценовые отложения Салаирского кряжа, содержащие своеобразные карбонатные конкреции, которые позволяют использовать ИХ в качестве литологических маркеров. Наличие в этих горизонтах разнообразного самородного золота «рудного» облика неизбежно ставит вопрос о коренных его источниках. С помощью кластерного анализа обширной выборки золота проведена классификация имеющихся на Салаире рудно-формационных типов золотоносных проявлений и сделаны заключения о возможном участии каждого из них в питании отложений позднего неоплейстоцена. На основе сравнительного анализа опубликованных и собственных данных показаны некоторые общие особенности формирования рыхлых отложений речных долин и террас поздненеоплейстоценового возраста Салаирского кряжа.

поздненеоплейстоценовые отложения, золотоносность, Салаирский кряж

## GENETIC FEATURES OF THE LATE PLEISTOCENE DEPOSITS GOLD CONTENT IN THE SOUTHERN WESTERN SIBERIA

#### N.A. Baksheev, N.A. Roslyakov, Yu.A. Kalinin

At the paper studied late Neopleistocene sediments of Salair ridge containing specific carbonate concretions allowing using them as lithological markers. The presence in these rocks varied types native gold with "ore" appearance inevitably raises the question of its sources. Using cluster analysis of extensive number of gold samples classification of types of gold mineralization of Salair ridge was performed. Made some conclusions about the possible participation of each of that types in the formation of gold-bearing Late Neopleistocene sediments.

late Neopleistocene sediments, gold content, Salair ridge

В составе золотоносных четвертичных отложениях на юге Западной Сибири поздненеоплейстоценовые горизонты обычно не выделяются, что связано со сложностью их надежного стратиграфического расчленения и диагностики. Геологические работы последних лет позволяют восполнить этот пробел [1]. В северо-западной части Салаирского кряжа рыхлые отложения этого возраста представлены двумя литологически различающимися горизонтами:

1) нижний грубообломочный, приуроченный к палеодолинам и содержащий свободное золото;

2) верхний песчанисто-глинисто-илистый, распространенный BO впадинах И равнинных участках, закрывающий чехлом практически всю территорию Салаирского кряжа.

В обоих горизонтах нередко наличие карбонатных конкреций (рис. 1): в подошве верхней пачки трубчатых гетит-гидрогетитовых, а в кровле нижней пачки – массивных кальцитовых. Радиоуглеродный анализ таких конкреций позволяет проводить датирование содержащих их отложений и использовать их в качестве литологических маркеров [6].

Нижняя пачка сине-серого цвета грубообломочная, мощностью до 6 м и более, сложена глинисто-шебнистыми отложениями. В ней наблюдается переслаивание карбонатсодержащих глин и щебнистых отложений, иногда с глыбами пород фундамента. В бортовой части палеодолины руч. Бол. Еловка, в логах и на склонах в основании рыхлых отложений наблюдаются выветрелые до глин сланцы, сменяемые вверх по разрезу глинистым структурным элювием и переходящими вниз по долине в тонкослоистые синесерые глины (рис. 2). Местами в синих илах этой пачки отмечаются обломки стволов деревьев, целые скелеты и фрагменты (кости, черепа) вымерших млекопитающих. По данным радиоуглеродного анализа возраст обугленной ветки дерева из нижней пачки устья руч. Отчиха составляет 10630±95 лет [1]. В этот период, характеризующийся теплым и влажным климатом, благоприятным для формирования кор химического выветривания, обитали крупные млекопитающие (носороги, бизоны и др.).



Рис. 1. Формы карбонатных конкреций Рис. 2. Плотик руч. Бол. Еловка. Структурный из поздненеоплейстоценовых отложений.



элювий синих глин (А), по кембрийским сланцам печеркинской свиты (Б).

золото представлено В дресвяно-щебнистых прослоях мощностью 0,3-0,9 м неокатанными или слабо окатанными частицами. Если коры выветривания залегают на плотике метасоматитов, содержания Аи достигают первых десятков граммов на тонну, а при наличии кварцевых жил нередко наблюдаются мелкие самородки. В подобных местах, как правило, встречаются высокозолотоносные «ямы» или «карманы», с высокой эффективностью отрабатываемые старателями. Обломочный материал представлен кварцем, анкерит-кварцсерицитовыми и эпидот-кварцевыми метасоматитами с тонкой вкрапленностью сульфидов, кварцитами с магнетитом и гематитом. Золото чаще неокатанное и слабоокатанное (рис. 3, 4).

Встречаются сростки кварца с золотом, размером до 1–2 мм (рис. 5). Диапазон пробности золота широкий, но в основном 800–900 ‰ (см. табл. 1).





Рис. 3. Золото из дресвяно-щебнистых Рис. отложений. дресн

Рис. 4. Золото средней пробности из дресвяно-щебнистых отложений.

С целью определения генетического типа и локализации коренных источников сноса для золота поздненеоплейстоценовых отложений был проведен сопоставительный анализ достаточно представительной выборки по самородному золоту Северо-Западного Салаира. По данным классификации кластерным анализом 592 определений микрозондовым анализом Au, Ag, Hg и Cu в золотинах (более 300 шт.), отобранных из шлиховых проб Еловского участка и с россыпи руч. Таловка (418 определений: из кварца Новолушниковского месторождения – 77 [5], из вмещающих метасоматитов – 62, из элювия Апрельского карьера (Северо-Восточный Салаир) – 35 [4]), получено семь групп (табл. 1).

Таблица 1. Среднее значение содержаний Au, Ag, Hg, Cu в золотинах по группам (мас.%)

Vounououmu	Группы							
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	
Au	99,2	90,8	84	88,5	86,2	99,5	100	
Ag	0,443	7,56	10,3	11,2	13,8	0,438	0,0018	
Hg	-*	1,42	5,65	0,351	-	-	-	
Cu	0,357	0,252	-	-	-	-	-	
Количество определений	5	72	108	238	51	75	43	

*Примечание.* \* Прочерк (-) означает, что определенные значения содержаний ниже предела чувствительности прибора.

Анализ полученных данных (рис. 6, табл. 1) позволяет сделать следующие предварительные выводы.

1. Каждая группа характеризуется определенными концентрациями Hg, Cu и обратной зависимостью содержаний Au и Ag.

2. Золото групп 1 и 2 (Au 90,8–99,2 %) медьсодержащее (Cu 0,25–0,36 %), характерное для метасоматитов (хлорит-эпидот-кварцевого состава) Новолушниковского месторождения [5]. В шлиховых пробах руч. Таловка, Еловской и Фартовой зон выявлено золото в основном неокатанное или слабоокатанное, без примесей Hg, ассоциирующее с обломками хлорит-эпидот-кварцевых метасоматитов (до 70 %).



Рис. 5. Сросток кварца с золотом из глинисто-щебнистого горизонта траншеи № 5. Золотоносная зона Фартовая.

3. Золото группы 3 (Au 84 %) преимущественно неокатанное и слабоокатанное, в нем максимальные концентрации Hg (5,65 %), повышенные Ag (10,3 %). В основном представлено частицами золота из березитов Новолушниковского месторождения. Обнаружено в шлихах Еловской и Фартовой зон.

4. Для группы 4 (Au 88,5 %) характерны золотины (от неокатанных до окатанных) из жил и метасоматитов Новолушниковского месторождения и из Апрельского карьера. Обнаружены в шлихах из Еловской, Фартовой, Штольневой зон.

5. Группа 5 представлена золотинами из зон с Au-Ag-барит-полиметаллическим типом оруденения, эталонные зерна из рудных тел рудопроявлений Еловское 1 и Еловское 3 (зона руч. Поперечный), из элювия Апрельского карьера. Золотины неокатанной формы установлены в шлихах из Еловской, Фартовой зон и в долине руч. Таловка.

6. Преобразованные **золотины групп 6 и 7** встречены в основном в краевых частях зерен, в глинисто-гравийно-галечниковых отложениях из плотика долины руч. Бол. Еловка и Таловка, из них в группе 6 (Au 99,5 %) встречаются слабоокатанные зерна, в единичных случаях – с пониженными содержаниями Hg и Cu; зерна группы 7 (Au 100 %) в основном окатанные, без Ag, Hg и Cu.

Таким образом, данные математической обработки указывают на наличие четырех основных типов источников золота. найденных в составе описываемых поздненеоплейстоценовых отложений: из зон с Au-Ag-барит-полиметаллическим типом оруденения (группа 5); из кварцевых жил (группы 3 и 4); из метасоматитов кварц-альбитсерицит (парагонит)-анкеритового состава (группы 3 и 4); из хлорит-эпидот-кварцевых метасоматитов (коренной источник не установлен) (группы 1 и 2). По всем этим типам может развиваться кора выветривания (группа 6) с преобразованным золотом. Группа 7 (аллювиальное золото) представлена окатанными высокопробными золотинами, которые в допоздненеоплейстоценовым гравийно-галечниковым основном приурочены К аллювиальным отложениям, лежащим на плотике.



Рис. 6. Графики lg значений Au, Ag, Cu, Hg в выделенных кластерным анализом группах золотин, из шлихов Еловского участка, из кварца и метасоматитов Егорьевского золоторудного узла и из КХВ Апрельского карьера (Салаирский кряж).

Преобладание в шлихах из поздненеоплейстоценовых отложений золота той или иной групп позволяет прогнозировать тип оруденения. Так, при преобладании золота из групп 2, 3, 4 можно ожидать кварцево-жильный тип с золотоносными метасоматитами березитовой формации, а наличие неокатанного золота группы 5 указывает на близость рудных тел полиметаллического типа. Анализ пространственной распространенности этих групп золотоносных шлихов позволил локализовать участки поисковых работ. В изученном разрезе поздненеоплейстоценовых отложений по руч. Бол. Еловка упомянутые карбонатные конкреции могут использоваться не только как маркирующие литологические, но и как поисковые критерии. При исследовании под электронным микроскопом минерального состава трубчатых «конкреций» кроме основных железофосфорных минералов в их цементе была обнаружена микрочастица металлоорганического соединения (Au-Cu-Ag) размером до 4 мкм (рис. 7). Кроме того, по данным пробирного анализа в отдельных пробах из этих отложений встречаются аномально высокие содержания золота, что, видимо, связано с накоплением золота микроорганизмами. Сравнительный анализ опубликованных [3, 4, 6] и полученных в 2010-2013 гг. новых данных состава рыхлых отложений речных долин и террас поздненеоплейстоценового возраста Салаирского кряжа позволяет выделить некоторые общие особенности их формирования.

1. В вертикальном разрезе рыхлых отложений речных долин наблюдаются два литологически различающихся горизонта: нижний, мощностью от первых до 30 м –

грубообломочный, золотоносный; и **верхний**, нередко с остатками флоры и фауны, мощностью до 10 м и более – с глинисто-илистым материалом и песками.

2. На границе этих горизонтов встречаются реликты погребенного почвеннорастительного слоя с фауной и флорой, сформированного в теплом и влажном климате.

3. Присутствие в нижней грубообломочной пачке крупных глыб, расщепленных стволов, костей животных (носорогов, мамонтов и др.) свидетельствует о формирования этой пачки в катастрофических условиях [2]. Перекрывающие карбонатные илы и глины с линзами щебня песка, верхней пачки завершают формирование отложений данного этапа.

4. В нижней части долин, а также в локальных грабен-впадинах отмечается увеличение мощности осадков в пачках, где участки с максимальными промышленными запасами золота приурочены, как правило, к золотоносным коренным породам.

Можно провести предварительную палеогеографическую реконструкцию условий формирования потенциальной рудоносности поздненеоплейстоценовых отложений в пределах Западной Сибири. В допоздненеоплейстоценовое время здесь существовала выровненная палеоповерхность с развитыми корами выветривания (КВ). Предположительно в начале этого этапа (около 11–13 тыс. лет назад), в результате глобальных тектонических сопровождались катастрофическими процессов, которые извержениями вулканов. интенсивными ливневыми дождями с мощными грязекаменными потоками, ведущими к размыву КВ палеоподнятий, и частичным погружением отдельных участков суши, в Сибири появилось мелководное море-озеро. Далее, при погружении отдельных блоков территории на небольшую глубину (с подтоплением при трансгрессии моря) по палеодолинам сформировались озерно-аллювиальные отложения с контрастными по составу горизонтами – грубообломочными, с прослоями алевропесчанистых фракций. содержащих россыпеобразующие минералы (Ti, Zr, P, P3Э, Au, МПГ и др.). В этот период при сносе со склонов продуктов КВ, обогащенных рудными компонентами, в долинах сформировались металлоносные «речники» с неокатанным или слабоокатанным золотом (или МПГ). Россыпи приуроченные к нижней части поздненеоплейстоценового этого этапа, разреза, непосредственно связаны с металлоносными коренными породами. Они характерны как для поднятий, так и для предгорных и локальных грабен-впадин поднятий и равнинной части платформ. В прибрежной части моря на границе с палеоподнятиями, кроме россыпей самородных металлов тонкой и мелкой фракции, можно ожидать крупнообъемные месторождения, локализующиеся в песчанистой фракции (например, Ti-Zr).

В последующем (около 9,5 тыс. лет назад) при относительно непродолжительной регрессии сформировался почвенно-растительный горизонт с многочисленными месторождениями торфовивианита. Наличие погребенного почвенно-растительного слоя с преобладанием вверх по разрезу отложений с тонкообломочной илистой фракцией, содержащей трубчатые лимонит-гидрогетитовые «конкреции», скелеты ископаемых колоний мшанок [1], указывает на завершение трансгрессии.



Рис. 7. Результаты исследований состава конкреций на сканирующем электронном микроскопе.

В голоценовое время при преобладании восходящих блоковых движений в краевых частях Западно-Сибирской платформы (с максимальными амплитудами в осевых частях горных хребтов до 1000 м и более), сформировались основные современные поднятия Сибири. В этот период в верховьях долин и в участках горстовых поднятий отложения размывались, образуя переотложенные голоценовые россыпи Au и Pt. В среднегорье золотоносный пласт в основном сохранился, залегая на небольшой глубине (от нескольких до 15–20 м). Такие россыпные месторождения золота отработаны ручным и механическим способами за два последних века. Россыпи низкогорий, как и приуроченные к грабенвпадинам и к равнинной части, преимущественно залегают глубоко. В будущем они могут представлять практический интерес даже при низких содержаниях Au за счет значительной мощности продуктивного пласта. Таким образом, в южной части Западной Сибири можно выделить несколько типов золотоносных отложений:

1) допоздненеоплейстоценовые погребенные аллювиальные россыпи, сформированные в долинах палеорек, частично отработанные, с преобладанием хорошо окатанного золота;

2) слабоизученные поздненеоплейстоценовые (уровень маркирующего горизонта и глин) с прогнозируемыми озерно-морскими россыпями (грубообломочного состава), с неокатанным и слабоокатанным золотом;

3) золотоносные коры химического выветривания, сформированные по золотосодержащим метасоматитам с мелким и тонким золотом;

4) голоценовые, верхнечетвертичные аллювиальные (русловые и ложковые), сформированные за счет перемыва трех предыдущих.

Выявление и картирование поздненеоплейстоценовых отложений позволит прогнозировать новые перспективные участки концентрации как россыпного, так и коренного золота.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Бакшеев Н.А.</u>, Будников И.В., Михаревич М.В. и др. Особенности формирования поздненеоплейстоценовых отложений Еловского участка (Салаирский кряж) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2013. № 3(15). С. 68–75.

2. <u>Бутвиловский В.В.</u>, Аввакумов А.Е., Гутак О.Я. Россыпная золотоносность юга Западной Сибири. Историко-геологический обзор и оценка возможностей. Новокузнецк: КГПА, 2011. 241 с.

3. <u>Волков В.С.</u>, Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. 246 с.

4. <u>Нестеренко Г.В.</u> Происхождение россыпных месторождений. Новосибирск: Наука, 1977. 310 с.

5. <u>Калинин Ю.А.</u>, Росляков Н.А., Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания Сибири. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2006. 339 с.

6. <u>Русанов Г.Г.</u>, Орлова Л.А. Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнин. Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013. 291 с.

## РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССАХ МИГРАЦИИ, МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И РУДОГЕНЕЗА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО РЕЦИКЛИНГА

#### Е.Е. Барабашева

Горный факультет, Забайкальский Государственный Университет, 672039, г. Чита, ул. Кастринская 1, корпус 2, Россия

Статья посвящена участию органического вещества и живых организмов в процессах литогенеза, рудогенеза и минералообразования на различных стадиях – биоаккумуляции, биосорбции, биоокисления, биовосстановления, биоосаждения, биоконцентрирования, на стадии биогипергенного разрушения пород, на стадии трансформирующей деятельности биоты и органического вещества при образовании металлоорганических комплексов. Для процессов рудогенеза выявлена ключевая роль органического вещества на различных этапах геологической истории с точки зрения биогеохимического рециклинга - направленного процесса, приводящего к этапному образованию (концентрированию) рудных компонентов в составе будущих месторождений.

биогеохимический рециклинг, биоаккумуляция, биосорбция, биоокисление, биовосстановление, биогипергенез

## THE ROLE OF ORGANIC MATTER IN THE MIGRATION PROCESSES, MINERALIZATION AND ORE GENESIS FROM THE POINT OF VIEW OF BIOGEOCHEMICAL RECYCLING

#### E.E. Barabasheva

The article is devoted to the participation of organic matter and living organisms in the process of lithogenesis, ore Genesis and mineral formation at different stages - bioaccumulation, biosorption, the oxidation process, bioremediation, bioprecipitation, bioconcentration on stage bioperene destruction of rocks, at the stage of transforming activity of biota and organic matter in the formation of ORGANOMETALLIC complexes. For processes of ore Genesis, the key role of organic matter in various stages of geological history from the point of view of biogeochemical recycling directional process, leading to landmark education (concentration) of ore components in the composition of future deposits.

biogeochemical recycling, bioaccumulation, biosorption, bio-oxidation, bioremediation, bioperene.

Установлено, что организмы могут использовать рудообразующие элементы как в качестве источников микроэлементов, энергии или акцепторов электронов прижизненно, так и концентрировать их после своей гибели. В первом случае имеют место процессы биоаккумуляции, а после отмирания биоты – процессы биосорбции. Процессы биоаккумуляции и биосорбции, в свою очередь, можно подразделить на отдельные виды – биоокисление, биовосстановление, биоосаждение, биоконцентрирование. Нельзя не отметить также участие микроорганизмов в гипергенном разрушении горных пород и миграционной деятельности по переносу рудообразующих компонентов.

В образовании рудных месторождений участвуют многие виды организмов. Наиболее многочисленными являются группы бактерий аэробов и анаэробов, основными функциями

которых являются биоокисление и биовосстановление. Огромную роль, как в преобразовании оболочек планеты, так и в рудогенетических процессах, сыграли цианобактериальные составляющие автономные специфические маты, биоценозы [Розанов, 2002]. Их основными функциями являлись биоосаждение и биоконцентрирование рудного вещества. Многочисленны находки псевдоморфоз золота по микроводорослям, примитивным грибам и филаментным бактериям, которые являлись одновременно биоосадителями, биоконцентраторами и мигрантами рудного вещества [Куимова, 2006]. При образовании эндогенных месторождений основная роль отводится углеродистым породам, являющимся остатками былой биологической субстанции в виде продуктов метаболизма, отмершей углефицированной биомассы, остаточного керогена, гуминовых и фульвиокислот, которые являлись биоконцентраторами рудного вещества и участвовали в последующей его трансформации в составе металлоорганических комплексов. Основными участниками процессов гипергенного разрушения пород являются бактерии, цианобактерии, аэрофильные водоросли и грибы, подготавливающие субстрат для заселения лишайников и высших растений. В их функции входило непосредственное окисление переменно-валентных элементов, действие биогенных кислот и щелочей, хелатообразование и биосорбция. Специфика биоминеральных образований заключается в том, что их развитие связано не с физическими и химическими параметрами классической минералогии, а с биохимическими законами развития живой клетки.

Таким образом, формы участия биоты в миграционных, рудогенетических и биоминералогических процессах можно представить в виде таблицы (табл. 1). Практически для всех вышеперечисленных процессов основным компонентом влияния является количество живой биоты и органогенного вещества, которые, в свою очередь, тесно связаны с палеогеографическими, климатическими, тектономагматическими, космическими и прочими косными факторами, значит, процессы биогенеза есть необходимый фактор стадийного концентрирования и переработки металлов в земной коре, приводящий к формированию рудных месторождений.

На Земле практически все глобальные геологические явления носят циклический характер. Говоря о комплексной модели рудообразования необходимо учитывать все влияющие на них факторы – космическую обстановку и, напрямую связанные с ней, тектоно-магматическую и биотическую активность, а также твердофазные процессы. Баланс всех факторов приводил к рудогенезу. При этом органический комплекс располагался и работал в верхней части земной коры, неорганический – в нижней. В зоне их пересечений наблюдаются конкурирующие цикличные процессы в виде осаждения и новой мобилизации рудного вещества, так называемый **биогеохимический рециклинг**. Этот направленный процесс приводил к этапному образованию (концентрированию) рудных компонентов в составе будущих месторождений.

# Таблица 1. Формы участия биоты в миграционных, рудогенетических и биоминералогических процессах

Биогеохимические процессы	Виды органического вещества	Основные рудные компоненты, участвующие в процессе	Функции исполь- зования рудных элементов органикой и отмершей биомассой	Генетический тип месторождения
Биоосаждение	Цианобактериальные маты, бактерии в общем спектре, микроводоросли, микромицеты	Fe, Cu, Mn, Ca, Co, Ni, Ag, Au, Pt, U	Получение энер- гии (бактерии, цианобактерии, микроводоросли), источник микро- элементов (микромицеты)	Осадочный, вулканогенный
Биоокисление	Бактерии	Fe, Mn, Cu, Ag, Au, Cd, Mo, U	Получение энергии	Осадочный, гидротермальный, вулканогенный
Биовосстанов- ление	Бактерии	Mn, Fe, Cu, Cd, Ni, Zn, Pb, Au, Ag, As, Mo	Получение энергии	Осадочный, гидротермальный, вулканогенный
Биоконцентри- рование, био- геохимические барьеры	Цианобактериальные маты, бактерии в общем спектре, микроводоросли, мик-ромицеты, продукты метаболизма органи- ческого вещества, отмершая биомасса, кероген, макроорга- низмы (двустворки, брахиоподы, губки, медузы, асцидии, актинии и др.)	Fe, Co, Ni, Cu, Au, Ag, Zn, Cd, Hg, Tl, Ti, Sn, Pb, As, Nb, Ta, Cr, Mo, W, Mn, V, U	Получение энергии (бактерии, цианобактерии, микроводоросли), источник микро- элементов (мик- ромицеты,макро- организмы), кон- центрирование в процессе отми- рания и пере- гнивания био- массы	Осадочный, гидротермальный, мета- морфогенный
Гипергенное разрушение	Бактерии, циано- бактерии, микромицеты, аэрофильные водоросли, лишайники	Fe, Sn, Al, Au, Mn, Ni, Hg, Ag, Cu, Pb, Zn	Получение энер- гии (бактерии), источник микро- элементов (микромицеты, водоросли, лишайники)	Осадочный

Миграционные функции, образование металло- органических комплексов (МОК)	Бактерии, продукты метаболизма органи- ческого вещества, продукты распада отмершей биомассы, макроорганизмы (морской бентос, планктон)	Au, Ag, Pt, Sn, Cu, Fe, Mo, U	Получение энер- гии (бактерии), образование миг- рационных орга- нометаллических комплексов(про- дукты метаболиз- ма органического вещества, отмер- шая биомасса), перенос накоп- ленных элементов в процессе жизне- деятельности макроорганизмов	Осадочный, гидротермальный, мета- морфогенный, вулканогенный, магматогенный
Биоминерало- образование	Макробиота (человек, млекопитающиеся, рептилии, амфибии, птицы)	Псевдомор- фозы и замещение остатков животных пиритом, фосфатом железа, одонтолитом и др.	Прижизненное и посмертное обра- зование мине- ралов в организмах животных и растениях	Осадочный
Фоновые содержания	Бактерии, водоросли, морская и наземная макробиота	Порядка 70 основных химических эле-ментов и микро- элементов	Прижизненные и посмертные биоосаждение и концентрация	Осадочный

В частности, для процессов золотообразования, можно предположить наличие трех основных генетических этапов [Барабашева, 2011]. Первый этап перераспределения рудного вещества и создания зон с повышенным содержанием элементов, включает: 1) аккумуляционное накопление и сорбирование биотой рудных компонентов, привносимых магматическими флюидами в мелководные бассейны седиментации; 2) образование сульфатредуцирующих цианобактериальных комплексов, мобилизирующих и фиксирующих окислительные и восстановительные (редуцирующие) процессы, а также способствующих разделению рудных компонентов на различные составляющие; 3) перевод биотой золота в мобильные формы, его транспортировка при помощи фульвио- и гуминовых кислот в составе металлоорганических комплексов, сорбция последних на геохимических барьерах. Роль биоты первом определяющая. Второй на этапе этап разрушение

металлоорганических комплексов при воздействии повышенных температур, давления, тектонических напряжений, действий растворов и радиогенных эманаций. Углерод терял свою форму, связи в металлоорганических комплексах разрушались, и при наличии вулканической деятельности золото образовывало соединения с серой и мышьяком в виде сульфидов и арсенидов. Освободившийся углерод образовывал молекулярные связи в виде СО, СО<sub>2</sub> и ионные связи в виде СО<sub>3</sub><sup>2-</sup>, а водород входил в состав гидроксильных групп, повышая, тем самым, щелочность среды. *Третий этап* – экранирование сульфидного и укрупнение самородного золота прослоями углистого растительного вещества. Фиксированное золото далее связывалось с другими элементами в неорганической фазе.

Таким образом, при рассмотрении комплексной модели образования золоторудных объектов, можно говорить о первичной связи золота с углеродом, водородом, кислородом, азотом и фосфором (элементами, слагающими органические субстанции) в составе металлоорганических комплексов. На втором этапе, после разрушения металлоорганических комплексов, происходит неорганическая связь золота с вулканогенной серой и, возможно, мышьяком. На третьем этапе золото хемогенно связывается с медью, железом, молибденом, висмутом, свинцом, цинком, образуя при этом, как правило, комплексные месторождения.

Хемогенная связь золота на третьем этапе происходила в основном с биофильными элементами. В основу биофильности положена прямая и косвенная связь (ассоциируемость) рудообразующих элементов непосредственно с палеобиотой ИЛИ продуктами ee метаболизма, представленная в таблице 2. Биогеохимический рециклинг – есть постоянная цикличная смена форм миграции и концентрирования рудных элементов, включающая вулканогенно-гидротермальные этапы рудоподведения, концентрацию терригеннобиогенными прослоями, гипергенно-биогенное разрушение первичной золотосодержащей матрицы, перенос в составе металлоорганических комплексов, последующий распад которых связан с новым этапом тектоно-магматической активизации, сопровождающейся радиагенно-эманационными воздействиями, флюидными И укрупнение за счет экранирования прослоями углистого растительного вещества освобожденных от углерода сульфидных или самородных форм золота, последующую связь золота с другими биофильными элементами.

Этап тектоно-магматической активизации сопровождался рифтогенным преобразованием пород, специфичность которого состоит в многообразии минеральноструктурных парагенезов, многоэтапности их генерации, повышенной скорости захоронения осадков в рифтогенных депрессиях, незавершенности диагенетических процессов. Вследствие этого, система минеральных, органических и флюидных компонентов вскоре после седиментации оказывалась в глубинных условиях катагенеза. Диагенетически измененные металлоорганические и металлические формы элементов при повторении циклов тектоно-магматической активности вновь мобилизовались и концентрировались в месторождения. При этом месторождения образовывались не катастрофическим путем, а постепенно, и биота активно принимала участие в рециклинге, создавая условия концентрирования рудных растворов, уменьшаясь, при этом, в количестве.

## Таблица 2. Ассоциируемость рудообразующих элементов с палеобиотой или продуктами ее метаболизма.

Типы взаимосвязи	S	Si							Ред-	
рудообразующих	Р	Си	<b>T</b> T	Au Ag Pt	Mo, Se	Pb, Zn	W Sn?	AS Tl Cd	кие,	
элементов с	Ca	Ni							редко-	Hg
органическим	Mg	Со	In						земель-	
веществом	Fe	Mn						50?	ные	
1. Непосредственная										
концентрация рудо-										
образующих элемен-	+++	+	_	+	-	-	-	-	_	_
тов в живых клетках и										
макробиоте										
2. Рудообразующие										
элементы, перево-										
димые в раство-римые	<u>+++</u>	-	<u>++</u>	<u>+++</u>		<u>+++</u>	<b>_</b>	<b>_</b>		$\perp$ (2)
формы		-					1			(.)
микроорганизмами или										
бактериями										
3. Рудообразующие										
элементы, накапли-										
вающиеся в резуль-тате										
процессов сорб-ции и	++	+	++	+++	++	+	+	+	++	_
биосорбции										
органическим ве-										
ществом										
4. Рудообразующие										
вещества, мигри-										
рующие в форме	++	+	++	+++	+	+	+	+	+	_
органических комп-										
лексов										

Уменьшение количества  $C_{opr}$  (0,1–1%) в прослоях содержащих видимое концентрированное золото таких месторождений Забайкалья, как Дарасун, Балей, Тасеевское и др., свидетельствует о том, что часть органического вещества уже израсходована на концентрирование золота и извлечение его из дисперсного состояния, в отличие от месторождений Мурунтау, Бендиго и других, где процентное содержание  $C_{opr}$  в осадочных прослоях, как и содержание самого дисперсного золота в породах гораздо выше (до 14%).

Не последнюю роль играли радоновые эманации, образующиеся в результате распада урана, накопленного в процессе биосорбции, в условиях тектоно-магматической активизации. Радон поглощается органикой, концентрируется в пленочных водах, вызывая радиолиз воды, образуя при этом высокоактивные окислители, а при наличии хлора образует ионные комплексы, способные при взаимодействии разрушать существующие связи в металлоорганических формах золота. В лабораторных условиях нами доказан факт разрушения связей в металлоорганических формах золота при фотолитическом воздействии на сильные окислители. Поскольку природные процессы радиолиза на порядок сильнее процессов фотолиза, будем считать, что именно они оказывали существенное воздействие при разрушении металлоорганических форм золота.

Таким образом, для локализации и проявления золоторудных месторождений необходимо присутствие следующих факторов: 1) наличие в древнем фундаменте и (или) бортах депрессии высоко золотоносного субстрата, являющегося источником для гипергенного разрушения золота, сорбируемого биотой в бассейнах седиментации; 2) существование в пределах исследуемой территории или поблизости древних осадочнометаморфических комплексов, содержащих органические остатки или Сорг; 3) присутствие на площади рудного поля или поблизости от него магматического очага, являющегося энергетическим стимулятором мобилизации. перераспределения концентрации И золотоносного субстрата, а также генератором рудного процесса, поставляющего золото из глубинных рудно-магматических камер; 4) нахождение на площади рудного поля либо около него золоторудных объектов, сформированных в более ранние этапы рудообразования и выполняющих роль золотоносного субстрата, из которого извлекается и перераспределяется золото во время многоэтапного золотого оруденения; 5) наиболее перспективными в пределах депрессий и их обрамления следует считать площади тектонических блоков, воздымающихся на момент рудообразования (подъем блоков определяет наличие поступления радоновых эманаций, стимулирующих процессы разрушения металлоорганического золота); 6) наличие терригенных прослоев (как правило, мезозойского возраста), содержащих углистое вещество или растительные органические остатки, выступающие в виде сорбирующих экранирующих прослоев.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бактериальная палеонтология / под ред. А.Ю. Розанова. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.

2. <u>Барабашева Е.Е.</u> О роли биогеохимического рециклинга в образовании рудных месторождений / Е.Е. Барабашева / Вестник ЗабГК № 4, 2011. Чита: ЗабГК, 2011. С. 59–61.

3. <u>Куимова Н.Г.</u> Биогенная минерализация золота в природе и эксперименте. / Н.Г. Куимова, В.Г. Моисеенко. // Литосфера, 2006. № 3. С. 83–95.

УДК 553.41

## ФОСФОРНО-УРАН-РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В БАФСКОМ РАЙОНЕ ИРАНА И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

С.В. Белов<sup>1</sup>, Н.В. Владыкин<sup>2</sup>, Д.А. Яковлев<sup>2</sup>

1 – ОАО «Зарубежгеология», Москва, Россия;

2 – Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

Описано железооксидно-фосфорно-уран-редкоземельное оруденение в Бафском районе, расположенном в центральной части Ирана. Месторождения района разведаны и изучались отечественными геологами и содержат крупные запасы железных руд и фосфора. Их особенностью является широкое присутствие в рудах редких земель. Предполагается связь месторождений с проявлениями нетрадиционных типов карбонатитов аналогичных монгольским объектам. Вероятны родственные связи оруденения в районе Бафк с семейством железооксидно-золото-медных месторождений (IOCG deposits).

Бафский район, Иран, руды железа, фосфора, урана, редких земель, карбонатиты, железооксидно-золото-медные месторождения

## IRON-OXIDE-PHOSPHOROUS-RARE EARTH ELEMENT MINERALIZATION IN THE BAFQ AREA

#### S.V. Belov., N.V. Vladykin, D.A. Yakovlev

Iron-oxide-phosphorous-uranium-rare earth elements mineralization in the Bafq area located in the central part of Iran is described. Deposits of the area are prospected and were studied by Russian geologists and contain large reserves of iron ores and phosphorous. Their feature is broad presence at the ores of rare earth elements. Connection of deposits with manifestations of nonconventional types of carbonatites – similar to the Mongolian objects, is supposed. Relatives connections of mineralization in the Bafq area with family of Iron-oxide-copper-gold-copper deposits (IOCG deposits) are probable.

Bafq area, Iran, ores of iron, phosphorous, uranium, rare earth elements, carbonatites, iron-oxidecopper-gold-copper deposits (IOCG deposits)

Рудный район Бафк (Bafq) расположенный в центральной части Ирана, в 400 км восточнее г. Исфахан, известен с 60-х годов прошлого века как вместилище достаточно крупных железорудных месторождений, разведанных отечественными (В.И. Герасимовский и др.) геологами [3]. В целом запасы этих объектов составляют порядка 750 млн тонн железных руд [8], а прогнозные ресурсы порядка 1500 млн тонн «в основном, богатых (65 % Fe) железных руд, распределенных между 34 зонами аэромагнитных аномалий» [7]. Первоначально эти месторождения рассматривались как скарновые объекты [1]. Вместе с тем, высокие содержания апатита и выявленные впоследствии весьма существенные содержания редких земель (REE) дали основание считать апатит-гематит-магнетитовые руды района Бафк близкими к известным апатит-железорудных месторождений района Бафк продолжает являться предметом оживленной дискуссии [6]. Вместе с тем Г. Фюстер и А. Джафарзаде [8], полагают однозначным магматическое происхождение данных
месторождений, с прямым отделением магнетитового расплава от магмы и его последующей кристаллизацией. В качестве возможных источников магнетитовых расплавов рассматриваются «меланефелинитовые магмы», с их последующей дифференциацией и обособлением трахитовой, железооксидной, апатитовой магм, и, возможно, также карбонатитов. Примечательно, что ещё в 80-е годы прошлого века в районе зафиксированы проявления карбонатитового магматизма. По данным В.А. Samani [11, 12], они представлены карбонатитовыми штоками и дайками с титано-магнетитовой, апатит-редкометалльноредкоземельной и радиоактивной минерализацией. Содержание урана достигает 0,07 %, тория – 0,05 %. При этом особенностью месторождений является их отчетливая связь с диатремами, кальдерами и субвулканическими интрузивами. Всё это, в совокупности с некоторыми новыми полученными авторами данными, даёт основание предполагать возможную карбонатитовую природу апатит-магнетитовых месторождений района Bafq. Рассмотрим этот аспект подробнее.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ

Рудный район Бафк, включающий более трёх десятков месторождений и рудопроявлений, расположен в крупном блоке докембрийского фундамента (часть микроконтинента, ранее соединенного с Аравийско-Арабским щитом), Иранского перекрытом рифей-вендскими, кембрийскими, пермскими и триасовыми отложениями (рис. 1). Докембрийский фундамент образован высоко метаморфизованными и частично гранитизированными вулканогенно-осадочными толщами, превращенными в гнейсы и кристаллические сланцы, и более молодыми (но также докембрийскими) толщами пелитов, граувакк, кварцитов и подчиненных карбонатных пород. Рифей-вендские отложения общей мощностью 2000–3000 м представлены кремнистыми доломитами, сланцами, песчаниками, гипсо- и соленосными пачками и вулканитами (базальтовые и риолитовые лавы, туфы, игнимбриты). Эти породы согласно перекрыты нижнекембрийскими отложениями, включающими базальные брекчии с обломками кремнистых пород, кварцитов, вулканитов и магнетитовых руд, сменяемыми вверх по разрезу красными песчаниками, сланцами и белыми кварцитами общей мощностью 400 м. В свою очередь, эти породы перекрыты среднекембрийскими известняками. Присутствуют также пермские известняки и триасовые доломиты, местами – юрские сланцы, граувакки и песчаники, иногда угленосные; эти породы выполняют троговые долины. Наиболее молодые отложения представлены меловыми и кайнозойскими мергелями, известняками и конгломератами. В целом, различаются две вулканогенно-осадочные толщи. Нижняя толща мощностью 1200-1500 м сложена преимущественно бимодальными вулканитами (риолиты-базальты), перекрытыми более кислыми вулканитами, переслаивающимися с карбонатными породами. Эта толща вмещает основной объем апатит-железооксидного и апатитового оруденения. Верхняя толща образована высококалиевыми кислыми вулканитами, с подчиненными основными вулканитами, карбонатными сланцами и эвапоритами [7].

72



Рис. 1. Бафкский рудный район и размещение основных объектов.

Различные интрузивные породы широко проявлены в рудном районе. Наиболее распространены граниты предположительно рифей-вендского возраста, при подчиненной роли пироксенитов, биотитовых сиенитов и лейкогранитов, включаемых в единый комплекс с рифейвендскими гранитами. В свою очередь, эти граниты рассматриваются как интрузивные аналоги риолитов, которые слагают крупные (500–1000 м в диаметре) купола. Выделяются также щелочные сиениты, амфиболовые габбро и амфиболовые диориты, слагающие мелкие штоки и дайки, и гранит-порфиры, сиенит-порфиры, «альбититы», долериты и лампрофиры, слагающие дайки. Развитие рифей-вендских осадочных и магматических формаций связывается [11–13], с процессами внутриконтинентального рифтогенеза, проявленного в период 750–500 млн лет, с соответствующим мантийным диапиризмом, интракратонным интрузивным магматизмом нередко щелочно-ультраосновного (включая калиевые сиениты) и карбонатитового состава, осадкообразованием молассового типа, формированием обширных вулканических полей, вулканических кальдер и т.п. Предполагается связь данного магматизма с Панафриканской тектономагматической эпохой. Примечательна и тектоническая позиция Бафкского района. С одной стороны он находится в зоне влияния субмеридионального Урало-Оманского линеамента (рис. 2), в пределах которого на севере известны Вишнёвогорские карбонатиты, а на юге – мета карбонатиты Омана [14]. С другой стороны – предполагается рифтогенная природа развития этого блока в позднем докембрии – раннем кембрии [11–13]. При этом рифтогенные структуры север-северо-восточного простирания (рис. 3) под острым углом примыкают К субмеридиональному линеаменту, который как бы сечёт их. Подобная позиция, как свидетельствуют данные статистические данные по миру [5], является достаточно характерной для развития карбонатитовых комплексов.



Рис. 2. Схема линеаментов Евразии. Цветом выделен (5) Урало-Оманский линеамент.



Рис. 3. Литофациальная схема с положением возможного рифтогенного пояса (по [11, 13]).

Широкие наборы интрузивных пород (габбро, сиениты, граниты и др.), слагающих обособленные тела, отмечены на практически всех железорудных месторождениях района. Характерна их пространственная ассоциация и нередко контроль локальными (порядка 10–20 км в диаметре) кольцевыми разломами (рис. 4). Наиболее значительные магнетитовые месторождения, обнаруженные в рудном районе Бафк, ассоциируют с указанными вулканическими полями и, в частности, с более локальными диатремоподобными структурами, развитыми в кольцевых грабенах игнимбритовых кальдер (рис. 5). Такие кальдеры включают приподнятые блоки докембрийских пород, перекрытые лавами андезитов, риолитов и различными осадочными породами (доломитами и др.), с центральными интрузивами гранитов. Периферические радиально-кольцевые разломы и

оперяющие их трещины в ряде случаев вмещают дайки сиенитов, щелочных гранитов и возможно карбонатитов (рис. 6).



Рис. 4. Схема размещения кольцевых структур в Бафкском районе (по [8]).



Рис. 5. Модель рудоносной диатремы в районе Бафк (по [8]).



Рис. 6. Феррокарбонатитовые дайки (по [11, 13]).

# ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

По данным отечественных геологов, изучавших железорудные месторождения Ирана (В.И. Герасимовский и др.), в рудном районе наибольшим распространением пользуются «контактово-метасоматические» или, точнее, гидротермально-метасоматические руды. Эти гидротермально-метасоматические руды сложены преимущественно

альбитом+хлоритом+актинолитом, обнаруживающим переходы к мономинеральным «альбититам», содержащим 4–10 % магнетита. Другие, менее распространенные, метасоматические образования включают биотит, микроклин, карбонат и актинолит; изредка встречаются диопсид-гранатовые скарны. Рассмотрим особенности некоторых типовых месторождений, на ряде которых авторами проводились полевые исследования (рис. 7).



Рис. 7. Работа в поле: справа – налево С.В. Белов, Н.В. Владыкин, иранские коллеги.

Месторождение Чогхарт (рис. 8) перед началом отработки имело запасы порядка 200 млн тонн руды со средними содержаниями 40-61 вес.% Fe. Оно ассоциирует с вулканоплутонической структурой центрального типа, обрамленной риолитами. Промежуточная структуры, отвечающая зоне кольцевых разрывов, сложена сиенитами и часть пироксенитами; здесь же присутствует субвертикальная диатрема размерами 850 x 425 м в плане, выполненная эруптивной (интрузивной) брекчией, измененными сиенитами и роговообманковыми меланогаббро. Эта диатрема включает крутопадающие линзы (рудные тела) массивного магнетита, иногда дайкоподобные, в целом образующие кольцевые рудоносные зоны, с чередованием высоко- и низкофосфорных железных руд. В центре диатремы находится субвертикальное цилиндрическое тело массивного магнетита размерами 560 х 275 м в плане; оно окружено интрузивными брекчиями. Риолиты и интрузивные брекчии пересекаются короткими (до 5 м) жилами магнетита мощностью до нескольких сантиметров, в которых магнетит ассоциирует с пироксеном, кальцитом и кварцем. В измененных сиенитах и магнетитовых рудах присутствуют редкие обломки доломита.



Рис. 8. Месторождение Чогхарт: вверху – разрез, внизу – карьер.

Интрузивные брекчии являются наиболее распространенными образованиями в пределах диатремы. Они сложены неравномерной смесью обломков розовых измененных сиенитов и зеленых пород типа роговообманковые меланогаббро. Цемент брекчий представлен мелкозернистым полевошпат-пироксен-амфиболовым агрегатом. Богатые магнетитовые руды образованы мелко-тонкозернистым магнетитом, с редкими более крупными кристаллами. Краевые части кристаллов магнетита содержат пойкилитовые включения кальцита, талька, амфибола и кварца. В крупных кристаллах магнетита включения силикатных минералов присутствуют и в центральной части, где отмечаются также пластинчатые выделения ильменита, возможно, отвечающие структурам распада твердого раствора. Мелкие корродированные кристаллы форстерита присутствуют почти повсеместно в зернах магнетита. Повсюду в магнетитовых рудах присутствует вкрапленность апатита (рис. 9). В среднем в рудах обычно 1–1,5 вес.% фосфора; изредка отмечаются жилы почти мономинерального апатита («апатититы») мощностью до 2 м. Апатит является фторапатитом и содержит 1,8 вес.% РЗЭ. В некоторых участках рудных тел развиты скопления округлых концентрически-зональных агрегатов магнетита размерами до 1 см в диаметре, погруженных в апатитовый цемент. На глубоких уровнях в магнетитовых рудах присутствует ранний гематит, тогда как поздний гематит развит в секущих кальцит-кварц-сульфидных прожилках. Редкая вкрапленность пирита также довольно обычна в магнетитовых рудах.



## Рис. 9. Апатит-магнетитовая руда.

Месторождение Се-Чахун (рис. 10) вмещало ресурсы около 128 млн тонн руды со средним содержанием 34 вес.% Fe и 0,08 вес.% P. Оно также ассоциирует с кольцевой структурой, включающей интрузивы, контролируемые кольцевыми разломами, и сопровождающие вулканические формации. Месторождение представлено крупной воронкообразной структурой (1900х1400 м в плане, глубиной не менее 400 м в центре), прорывающей докембрийские сланцы и известняки и выполненной смесью полосчатых туфов, агломератов и интрузивных брекчий, причем последние слагают также «брекчиевые дайки». Присутствуют также крупные обломки палеозойских доломитов. Вообще структура объекта видимо является верхней частью диатремы. Породы прорваны дайками сиенитов и габброидов, причем последние содержат сферические агрегаты, образованные крупными (до 5 см в длину) призматическими кристаллами роговой обманки.



Рис. 10. Воронкообразная структура месторождения.

Различаются несколько разновидностей бедных включая таковые руд, С брекчиевидной текстурой (причем магнетит развит как в виде обломков, так и в виде цемента), вкрапленные (вкрапленность магнетита в измененных сиенитах), полосчатые (чередование полос магнетита и амфибола), пятнистые (силикатные «ядра», окруженные концентрическими зонами пылевидного магнетита) и другие руды. Измененные сиениты местами содержат скаполит (мариалит) и анальцим. Магнетит, как в богатых, так и в бедных рудах содержит пластинчатые включения ильменита. Гематит изредка ассоциирует с ранним магнетитом, тогда как поздний гематит развит в секущих магнетит-пирит-кальцитовых прожилках. Небольшое количество апатита (фторапатита) присутствует в виде мелких идиоморфных включений в магнетите; изредка апатит (карбонат-гидроксил-апатит) образует интерстициальные скопления. Альбит является наиболее распространенным силикатом и развит (часто вместе с кварцем) в интерстициях кристаллов магнетита или в виде секущих прожилков.

Месторождение Эсфорди (рис. 11) наиболее обогащено фосфором (апатитом); остаточные ресурсы месторождения составляют 17 млн тонн руд со средним содержанием 13,5 вес.% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и более 2% REE [9]. Оруденение локализовано внутри толщи переслаивающихся кислых вулканитов и мелководных осадочных пород, местами прорванных телами трахитов и долеритов. Оруденение непосредственно подстилается пачкой риолитовых туфов (мощностью 20–40 м), содержащих прослои карбонатных и песчано-сланцевых пород, и перекрывается толщей кислых вулканитов и песчаников. Примерно в 100 м от главного рудного тела находится риолитовый купол мощностью 100 м и шириной 400 м.

Главное магнетит-апатитовое рудное тело имеет форму пологой линзы мощностью до 90 м и длиной 400 м; оно в целом субсогласно переслаиванию риолитов и осадочных пород. Выделяется центральное «ядро» рудного тела, наиболее богатое магнетитом и несущее наиболее интенсивные гидротермальные изменения, тогда как руды, более богатые апатитом, тяготеют к периферии месторождения. Магнетитовое «ядро» представлено рудами, содержащими 38–56 вес.% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 8–16 вес.% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и сложенными массивным магнетитом с гнездами апатита+магнетита и апатитовыми прожилками и жилами

81

(мощностью от до миллиметров до первых метров). Магнетит замещается гематитом вдоль границ зерен и трещин, так что обычно блоки массивного магнетита, в разной степени замещенного гематитом, расположены в матриксе крупнозернистого пластинчатого гематита, с подчиненными апатитом, кальцитом, актинолитом и кварцем. Напротив, руды, обогащенные фосфором (апатитом), содержат 12–33 вес.% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 15–28 вес.% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.





Рис. 11. Месторождение Есфорди: вверху – геологическая карта, внизу – вид на объект с севера.

Апатит представлен несколькими генерациями, включая розовый до фиолетового апатит и, вероятно, более поздний белый апатит, находящийся в сростках с поздним Местами магнетитом, замещающим гематит. развиты крупные блоки почти мономинерального апатита, которые пересечены жилами мелкозернистого апатита с гематитом и амфиболом. Распространены также апатитовые брекчии, с обломками мономинерального крупнозернистого апатита и отдельные крупные кристаллы желтозеленого апатита, находящимися в матриксе мелкозернистого апатита с гематитом и амфиболом, содержащем также гнезда карбоната и кварца. Верхний контакт апатитовых руд нечеткий, с постепенным переходом массивных и брекчиевых руд в зону апатитового штокверка, проникающего на 80 м в вышележащие вулканиты. Главные типы гидротермальных изменений представлены внутренней зоной актинолита с подчиненными диопсидом, андрадитом, скаполитом и хлоритом, и внешней зоной актинолита с подчиненными биотитом, хлоритом, серицитом и остаточными калишпатом. Наиболее внешняя зона представлена системами жил, богатых актинолитом, гематитом, апатитом и кальцитом [8].

В целом многие месторождения района достаточно похожи. Для них характерны брекчиевые структуры, апатит-магнетитовый состав, повышенное содержание редкоземельных элементов особенно иттрия. Сумма REE варьирует от 0,1 to 3,0 %. Большие вариации их видны на спайдер-диаграмме (рис. 12). Частое присутствие прожилков и прослоев карбонатитов (рис. 13), тесные срастания апатита, магнетита и карбоната (рис. 14). а также их ассоциация с амфиболом (рис. 15).



Рис. 12. Спайдер-диаграмма вариаций REE в апатит-магнетитовых рудах (фиолетовое) и магнетитовых породах (черное).



Рис. 13. Микрозернистый кальцитовый карбонатит. Месторождение Lake Siah. Фото шлифа. Ув. 10.



Рис. 14 Кристаллы апатита (Ap)и магнетита (Mgt) между кальцитом (Kc). Фото шлифа. Ув.20.



Рис. 15. Тремолит и актинолит с магнетитом

Примечательно, что между содержаниями апатита и REE имеет место тесная корреляционная зависимость, наблюдаемая для большинства объектов и особенно характерная для месторождения Есфорди. По мере роста содержания пятиокиси фосфора количество REE нарастает (рис. 16).



Рис. 16. Зависимость содержания пятиокиси фосфора от количество REE (по данным геологической службы Ирана).

## ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Происхождение месторождений района Бафк, как упоминалось ранее, продолжает оставаться предметом оживленной дискуссии. Так модель Г. Фюстера и А. Джафарзаде [8], выглядит следующим образом (рис. 17). Авторы полагают однозначным магматическое происхождение данных месторождений, с прямым отделением магнетитового расплава от магмы и его последующей кристаллизацией. В качестве аргументов в пользу этой гипотезы, они приводят высокую концентрацию железа в рудах, отсутствие реликтов карбонатных пород в зернах магнетита (как это ожидалось бы при скарновом генезисе оруденения), повышенные содержания Ті и V в магнетите, морфологию кристаллов магнетита, постоянное присутствие апатита, общее интенсивное проявление вулканизма в период образования месторождений, резкие контакты магнетитовых руд с вмещающими породами (что характерно для затвердевшего магнетитового расплава), частично пирокластический характер руд, наличие возможных кумулусных агрегатов, включающих форстерит, и другие прямые и косвенные признаки.



#### Рис. 17. Модель формирования месторождений района Бафк (по[8]).

В пользу этой гипотезы свидетельствует также непосредственная связь месторождений с вулканоплутоническими структурами центрального типа и диатремами. В качестве возможных источников магнетитовых расплавов рассматриваются «меланефелинитовые магмы», с их последующей дифференциацией и обособлением трахитовой, железооксидной, апатитовой магм, и, возможно, также карбонатитов. Важно подчеркнуть также устойчивую ассоциацию железооксидного и апатитового оруденения, что может также указывать на «расплавное» происхождение месторождений. Вместе с этим, некоторые авторы высказываются в пользу гидротермально-метасоматического генезиса оруденения, различая высоко- и низкотемпературные ассоциации [8], что, однако, не исключает ранние ортомагматические рудные концентрации [9, 10]. Кроме этого, ряд авторов предполагает вулканогенно-осадочное происхождение руд в связи с подводными эксгаляциями металлоносных растворов [6]. Рассматривая генезис Бафкского района нельзя наличие карбонатитов, которые не обратить внимание на можно отнести К «нетрадиционным» типам, обогащенным железооксидными минералами, в том числе гематитом, и несущими редкоземельное и урановое оруденение, часть из которых, видимо, ассоциирует с гранитоидными плутонами. Как показано Н.В. Владыкиным [2], соответствующие карбонатитовые комплексы иногда могут быть представлены полным набором дифференциатов от К-щелочно-ультраосновных пород через основные и средние до щелочных гранитов. Карбонатиты Бафкского района по данным изотопии весьма похожи на Монгольские объекты – Мишугай-Кудук и др. (рис. 18).



#### Рис. 18. Сравнение изотопных данных по карбонатитам района Бафк и Монголии.

Вместе с тем, учитывая имеющийся материал, можно вслед за С.Г. Соловьевым [4], предположить, что данные типы карбонатитов, и объекты Бафка в целом, имеют родственные связи с семейством железооксидно-золото-медных месторождений (IOCG deposits), которым в мировой геологической науке и практике стало ныне уделяться приоритетное внимание. Эталонным объектом для них является, как известно, месторождение Олимпик Дэм. Можно допустить, что в Бафкском районе проявлена особая группа месторождений, обогащенных оксидами железа, а также апатитовой, апатитредкоземельной, и уран-ториевой минерализацией. Такие объекты могут являться

переходными к карбонатитам типа Палаборы и т.д. Планируемые будущие исследования должны прояснить этот вопрос.

Авторы благодарят руководство Геологической службы Ирана за содействие в исследованиях, особенно господина В. Borna, а также иранских геологов – Alipour, Mukhtari, и всех, помогавших на полевых работах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Ауслендер Г.М.</u>, Курганьков В.П., Двинянинов В.Г. и др. Контактовометасоматические железорудные месторождения Бафк-Сагандского района // Разведка и охрана недр, 1973. № 5. С. 62–64.

2. <u>Владыкин Н.В.</u> Формационные типы щелочных-карбонатитовых комплексов, их геохимия и генезис // В сб. Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. М., МГУ, Изд-во Макспресс, 2010. С. 139–156.

3. <u>Минерально-сырьевая</u> база твёрдых полезных ископаемых Ирана. М.. ВНИИЗарубежгеология, 1993. 300 с.

4. <u>Соловьёв С.Г.</u> Железооксидно-золото-медные и с родственные месторождения. М., Научный мир, 2011. 469 с.

5. <u>Фролов А.А.</u>, Толстов А.В., Лапин А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). М.: «НИА-Природа», 2005, 540 с.

6. <u>Aftabi A.</u>, Mohseni S., Babeki A., Azaraien H. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran – a discussion // Economic Geology, 2009. V. 104. P. 137–143.

7. <u>Daliran F.</u> Kiruna-type iron oxide-apatite ores and "apatitites" of the Bafq district, Iran, with the emphasis on the REE geochemistry of their apatites // In Porter T.M. (ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: a Global Perspective. PGC Publishing, Adelaide, 2002. V. 2. P. 303–320.

8. <u>Forster H.</u> and Jafarzadeh A. The Bafk mining district in Central Iran – a highly mineralized infracambrian volcanic field // Economic geology, 1994. V. 89. P. 1697–1721.

9. Jami M., Dunlop A.C., Cohen D.R. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposits, Central Iran // Economic geology, 2007. V. 102. P. 1111–1128.

10. <u>Mucke A.</u>, Yontessi R. Magnetite-apatite deposits (Kiruna type) along Sanandaj-Syrjan zone and Bafk area, Iran, associated with ultramafic and calcalcaline rocks and carbonatites // Mineralogy and Petrology, 1994. V. 50. P. 219–244.

11. <u>Samani B.A.</u> Metallogeny of the Precambrian in Iran // Precambrian Res. 1988. V. 39. I. 1-2. P. 85–106. doi: 10.1016/0301-9268(88)90053-8

12. <u>Samani B.A.</u> Recognition of uraniferous provinces from the Precambrian of Iran // Kristalinikum, 1988. № 19. P. 147–165.

13. <u>Stocklin J.</u> Possible acient continental margins in Iran. In: Burk CA, Drake CL(eds) The geology of continental margins // Springer, Berlin Heidelberg, New York, 1974. P. 873–887.

14. <u>Ziegler U.</u> et. al. Meta-carbonatites in the metamorphic series below the Semail ophiolite in the Dibba zone, Northern Omam Mauntine // Ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere. Peters et al. eds. Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanat of Oman, 1991. P. 627–645.

# МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИКАТ-БАГДАРИНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) Д.К. Белянин<sup>1,2</sup>, С.М. Жмодик<sup>1,2</sup>, Е.В. Айриянц<sup>1</sup>, Н.А. Росляков<sup>1</sup>

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия;

2-Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, Россия

Рассмотрены минералого-геохимические особенности углеродистых отложений в Икат-Багдаринской зоне. Входящие в состав офиолитового комплекса и терригенных отложений верхнего неопротерозоя и нижнего палеозоя углеродистые отложения соответствуют углеродисто-кремнистым (лидиты), углеродисто-глинистым и углеродисто-карбонатно-глинистым формационным типам. Серебряная и палладиевая минерализация представлена гесситом, алтаитом, самородным серебром, поляритом Pd(Pb,Bi). Возраст метаморфических уранинитов в углеродистых сланцах сивоконской свиты 496, 542 (участок Киро) и 516 млн лет (участок Илькохта).

углеродистые сланцы, благороднометалльная минерализация, урановая минерализация, Икат-Багдаринская зона, Западное Забайкалье

# MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE NEOPROTEROZOIC-LOWER PALEOZOIC CARBONACEOUS DEPOSITS IKAT-BAGDARINSKAYA ZONE (WESTERN TRANSBAIKALIA) D.K. Belyanin, S.M. Zhmodik, E.V. Airiyants, N.A. Roslyakov

Considered mineralogical and geochemical characteristics of carbonaceous deposits within Ikat-Bagdarinskaya zone. Included in the ophiolite and clastic deposits of the Upper Neoproterozoic and Lower Paleozoic carbonaceous deposits correspond to carbon-siliceous (lidieth), carbon-clay and carbon-claycarbonate formation types. Silver and palladium mineralization are presents hessite, altaite, native Ag, polarite Pd(Pb,Bi). Metamorphic age of uraninite in carbonaceous shales sivokonskaya suite corresponds to 496, 542 Ma (section Kiro) and 516 Ma (section Ilkohta).

carbonaceous shales, the noble-metal mineralization, uranium mineralization, Ikat-Bagdarinskaya zone, Western Transbaikalia

#### введение

Углеродистые (черносланцевые) металлоносные толщи привлекают пристальное внимание исследователей не случайно. Большинство крупных и уникальных месторождений золота в той или иной мере связаны с углеродистыми отложениями. Кроме того, в качестве коренных источников золота для многих крупных россыпных районов также устанавливаются породы черносланцевых формаций. В связи с этим представляют интерес минералогогеохимические исследования черных сланцев в районах с широко распространенной россыпной золотоносностью, для которой не выявлены коренные источники.

В работе рассмотрены минералого-геохимические особенности черных сланцев Икат-Багдаринской зоны (север Западного Забайкалья). Методами РФА, атомно-абсорбционного анализа, РФИ-СИ и СНN-анализа изучены углеродистые отложения двух участков Икат-Багдаринской зоны – площади, примыкающие к правым притокам р. Багдарин (Бол. Киро и Амандак) и левым притокам р. Талая (Бугарикта, Мариинский и Илькохта). Кроме того, проведено петрографическое и минераграфическое изучение пород методами оптической микроскопии (Axio Scop A1 Zeiss) и сканирующей электронной микроскопии (TESCAN-MIRA3LMU).

#### ГЕОЛОГИЯ

Икат-Багдаринская зона расположена в пределах Витимского плоскогорья и занимает обширную территорию междуречья рр. Б. Амалат и Ципикан, которой на среди верхнепалеозойских гранитоидов распространены поля докембрийских метаморфических пород байкальского основания и относительно слабо метаморфизованные отложения палеозойского возраста, слагающие крупную Багдаринскую синформу (рис. 1) [3, 4]. Породы докембрийского основания составляют серию тектонических блоков в осевой части Багдаринской синформы (хр. Шаман). Шаманский докембрийский выступ сформирован породами двух структурно-формационных комплексов. Первый представляет собой офиолитовую ассоциацию, образованную в окраинных спрединговых зонах [2], второй сложен кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами часто углеродистыми, филлитизированными песчаниками и микрокварцитами суванихинской (сивоконской) свиты. Пространственные соотношения перечисленных комплексов не вполне ясны.

Ципиканский выступ сложен породами ципиканской толщи (до 2000 м с возрастом детритовых цирконов 847–781 млн лет) – переслаивание слюдистых, амфибол-слюдистых, хлорит-слюдистых сланцев, метапесчаников и мраморов (с пластовыми телами амфиболитов). Последние исследования показали присутствие здесь шести палеозойских толщ, нижняя возрастная граница которых не опускается ниже позднего силура, более вероятно – девона [4].

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Углеродистые отложения Икат-Багдаринской зоны представлены углеродистокремнистыми сланцами с плойчатой, слоистой текстурами и лепидобластовой, гранобластовой структурами. Породы подвержены деформациям с перераспределением углеродистого вещества, пронизаны кварцевыми и кварц-сульфидными прожилками (рис. 2). Среди углеродистых отложений, отобранных в верховьях и среднем течении р. Бол. Киро по содержанию породообразующих оксидов выделяются три группы с повышенным содержанием: 1) Si (лидиты), 2) Mg и P («магниевый» тип), 3) Al, Mn, K и Ba («бариевый» тип) (рис. 3). По сравнению со сланцами р. Киро углеродистые отложения верховьев р. Илькохты, как правило, отличаются более высоким содержанием Fe, Mn и Ca. Выделены две группы по второстепенным элементам (U и Mo). Намечается относительное обогащение одной из них Fe и P («железистый тип» с содержанием U > 4 г/т), а другой – Ca («кальциевый» тип с U < 4 г/т). Содержание породообразующих оксидов в углеродистых отложениях на pp. Мариинка, Бугарихта и Амандак дополняют тренд распределения. Общей особенностью этих сланцев является более низкое содержание S.



# Рис. 1. Геологическая схема Икат-Багдаринской зоны. Составлена на основе геологической карты м-ба 1:200 000, с использованием данных [4]

*l* – четвертичные обложения; *2* – меловая система, зазинская свита: песчаники, алевролиты, глинистые, углистые сланцы; триасовые интрузии: 3 – куналейский комплекс: нефелиновые сиениты, граносиениты; позднепалеозойские витимский интрузии: 4 – комплекс: биотитовые граниты, 5 – витимский биотит-роговообманковые комплекс: грано-диориты; 6 – атарханский комплекс: кварцевые диориты; палеозойские отложения: 7 – багдаринская свита: эффузивно-осадочные отложения; 8бурундинская свита: известковые конгломераты, песчаники, фельзиты; 9хлорит-серицитовые, якшинская свита: углистые сланцы. песчаники: 10 точерская свита: олимиктовые, известковые песчаники, метаморфизованные эффузивы; 11 ороченская свита: известняки, углистые сланцы И доломиты, алевролиты; келянская островодужная ассоциация неопротерозоя: 12 – габбро-диориты,

диориты; 13 – андезито-базальты, дациты, игнимбриты (усойская свита); *шаманская офиолитовая ассоциация*: 14 – гемипелагические отложения нерасчлененные (сивоконская, суванихинская свиты и др.); 15 – базальты; 16 – габбро; 17 – серпентинизированные гипербазиты; 18 – разрывные нарушения.



## Рис. 2. Фотографии шлифов:

а – углеродисто-кремнистый сланец с вкрапленниками кварца и плагиоклаза (р. Киро), структура гранолепидобластовая, текстура слоистая и плойчатая; б – биотит-мусковит-кварцевый сланец с кварцевыми и кварц-пиритовыми прослоями (р. Илькохта) (поляризационный свет).



Рис. 3. Вариационные диаграммы содержания (мас. %) основных оксидов (а) и нормированные на РААS (по [5]) составы углеродистых отложений р. Киро (б).

*1* – «магниевый» тип, *2* – «бариевый» тип, *3* – лидиты (р. Киро), *4* – «железистый» тип, *5* – «кальциевый» тип (р. Илькохта), *6*– р. Мариинка, *7*– р. Бугарикта; *8*– р. Амандак.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Сланцы в районе р. Киро кварц-хлоритового состава с небольшим количеством мусковита и сидерита. В качестве акцессорных минералов постоянно отмечаются монацит, фтор-апатит, магнетита, ильменит, реже рутил, циркон, бадделеит, уранинит, касситерит. Распространены сульфидные минералы, главным образом пирит нескольких генераций, халькопирит, редко галенит. Благороднометалльная минерализация представлена гесситом Ag<sub>2</sub>Te и самородным серебром.

Некоторые из перечисленных минералов имеют характерные особенности. Монацит, формирующий мелкие ксеномофные самостоятельные выделения или образующий срастания с ильменитом, содержит в качестве изоморфных примесей значительное количество легких лантаноидов (La, Nd, Pr) (до 15 мас. %), Th (до 0,8 мас. %), иногда U (0,3 мас.%) (рис. 4). Цирконы слабо зональные с колебаниями содержания Hf (0,9– 1,91 мас. %) в составе зон. Бадделеит (ZrO<sub>2</sub>) образует редкие самостоятельные зерна с примесью Hf (1,36 мас. %). Уранинит встречается крайне редко в виде микроразмерных одиночных зерен. Более поздний пирит никельсодержащий (до 1,8 мас. %), практически идиоморфный. Халькопирит встречается обычно в срастаниях с пиритом, при замещении раннего пирита. Серебро выполняет трещинки в более ранних минералах.



Рис. 4. Снимки в обратно-рассеянных электронах (BSE-снимки):

a – зерно ильменита (IIm), замещаемый рутилом (Rt), по краю срастание монацита (Mnz) с включением циркона (Zrn); б – зерно циркона (Zrn) с включением апатита (Ap), по краю и микротрещинке развивается самородное серебро (Ag).

Сланцы р. Илькохта обогащены карбонатом и слюдой. Основные породообразующие минералы – кварц, сидерит (изредка доломит), мусковит, хлорит (рис. 5). Акцессорные минералы более разнообразны по сравнению со сланцами р. Киро. Появляются ксенотим, гематит, магнетит, сфалерит, алтаит Pb<sub>2</sub>Te, и крайне редкий полярит Pd(Pb,Bi). Монацит встречается реже с повышенными концентрациями легких лантаноидов (10–25 мас. %) и Th (до 1,4 мас. %). В состав ксенотима входят примеси группы тяжелых лантаноидов (до 8-10 мас. %) (Gd, Tb, Dy, Er, Yb и др.) и Th, U. Оба минерала образуют мелкие, одиночные зерна в хлоритовых прожилках. Чаще встречаются бадделеит и уранинит в виде мелких (до 10 мкм) зерен в мусковите либо в срастаниях с фтор-апатитом. Доля сульфидных минералов в составе сланцев достигает 5-10 %. Гессит и алтаит образуют микронные идиоморфные выделения в сульфидных минералах. Полярит представленный «свинцовой» разновидностью формирует пластинчатые зерна. По данным локального анализа эмпирические формулы соответствуют минерала  $Pd_{1.15}(Pb_{0.74}Bi_{0.11}), Pd_{0.84}(Pb_{0.95}Bi_{0.21}),$ что сопоставимо с литературными данными [1].



## Рис. 5. BSE-снимки.

а – структура упорядоченного замещения сидерита (Sd), вторичными мусковитом (Ms) и хлоритом (Chl); б – зерно ксенотима (Xtm) и циркона (Zrn) в хлорит-мусковитовом сланце; в – в кварце зерно апатита (Ap) и уранинита (Urn) в срастании с рутилом (Rt), в котором образуется бадделеит (Bdy); г – сфалерит (Sp) с включением мелкого зерна гессита  $Ag_2Te$ ; д – зерно полярита Pd(Pb,Bi) в кварце (Qz); е – зерно полярита Pd(Pb,Bi) в сидеритовом включении (Sd) в пирите (Py).

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Для района р. Киро наиболее высокие концентрации золота определены в «магнезиальном» типе углеродистых сланцев; «бариевый» тип содержит золото в количествах, близких к углеродистым отложениям из района р. Илькохта, а в лидитах совместно с образцом из района р. Амандак концентрации золота наиболее низкие (рис. 6). В углеродистых сланцах р. Илькохта содержание золота в «железистом» типе выше, чем в «кальциевом». Концентрация серебра в углеродистых отложениях повышена для части образцов района р. Илькохта и образцов «бариевого» типа р. Киро.

В углеродистых сланцев «бариевого» типа р. Киро содержание урана максимально, а для р. Илькохта бимодальность в распределении содержаний урана позволила разделить их на две группы с нечетко выраженными различиями по концентрациям Fe, P, Ca, Au, Ag, Cu, Mo, Te, Pb, Th. В углеродистых сланцах р. Киро меньше Th, чем на р. Илькохта. По содержанию Y и Nb в углеродистых сланцах р. Киро «бариевый» тип преобладает над «магнезиальным», а р. Илькохта – «железистый» над «кальциевым».



Рис. 6. Вариационные диаграммы содержания Au, C, Ag, U, Mo, H, Cu, V, Th, Zr, Nb, Y в углеродистых отложениях по данным атомно-абсорбционного, РФА-СИ и СНN-анализов. Усл. обозн. см. на рис. 3.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На участке Киро выделены три типа углеродистых отложений, из которых «магниевый» тип и лидиты относятся к офиолитовой ассоциации. «Магниевый» тип представлен углеродисто-мусковит-хлоритовыми сланцами с максимальными содержаниями золота (до 0,27 г/т). Углеродистые кремни насыщены субмикронными ориентированными кристаллами мусковита. В целом, кремнистые отложения характерны для островодужных и окраинно-спрединговых зон, что соответствует выводам о геодинамической обстановке

формирования Шаманских офиолитов [2]. «Бариевый» тип углеродистых сланцев по содержаниям K, Na, Ni, U, Mo и других элементов сопоставляется с «железистым» типом углеродистых сланцев участка Илькохта. Наблюдаемые расхождения в макро- и микроэлементном составов «бариевого» и «железистого» типов, вероятно, обусловлены различием источников осадочного материала. Оценки возраста по соотношению Pb и U в уранинитах (локальный химический метод датирования) сланцев участков Киро и Илькохта сопоставимы – 496 и 542 млн лет для первых, 516 млн лет для вторых. Естественно, что данный возраст отвечает метаморфизму углеродистых отложений. Формирование отложений может быть связано с обстановкой задуговых бассейнов, учитывая нахождение отложений келянской островодужной ассоциации (усойская свита, 837±11 млн лет, 789±8 млн лет) [2]. Две оценки возраста по детритовым цирконам в работе Гордиенко [4] характеризуют различные этапы в процессе формирования островодужной ассоциации. В качестве примера, можно заметить, что различия в полученных нами значениях возраста (метаморфизма) по уранинитам не удаётся объяснить погрешностью анализа.

В целом, углеродистые отложения р. Илькохта представлены углеродисто-карбонатмусковитовыми сланцами, обогащенными U, Th, Y и Nb. Серебро в наибольшей степени концентрируется в углеродистых сланцах с повышенным содержанием урана. Присутствие в отложениях полярита не противоречит представлениям об обогащенности палладием и платиной офиолитов окраинных спрединговых зон [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке ИП СО РАН 89, 93, 94; ОНЗ 5.1; РФФИ 12-05-01164-а; Минобрнауки России.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Генкин А.Д.</u>, Евстигнеева Т.Л., Тронева Н.В., Вяльсов Л.Н. Полярит, Pd (Pb, Bi) новый минерал из медно-никелевых сульфидных руд // ЗВМО, 1969. Часть: 98. Вып. 6. С. 708–715.

2. <u>Гордиенко И.В.</u>, Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С. Состав, U–Pb изоторный возраст (SHRIMP II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеспрединговой зоны и условия её формирования (Северное Забайкалье) // Доклады Академии Наук, 2009. Т. 429, № 3. С. 359–364.

3. <u>Руженцев С.В.</u>, Аристов В.А., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // Докл. РАН, 2007. Т. 417. № 2. С. 225–228.

4. <u>Руженцев С.В.</u>, Минина О.Р., Некрасов Г. Е., Аристов В. А., Голионко Б. Г., Доронина Н. А., Лыхин Д. А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника, 2012. №2. С. 3–28.

5. <u>Тейлор С.Р.</u> Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: её состав и эволюция. М.; Мир, 1986. С. 364.

6. <u>Prichard H.M.</u> Lord R.A., Neary C.R. A model to explain the occurrence of platinum- and palladium-rich ophiolite complexes // J. Geol. Soc, 1996. V. 153. P. 323–328.

# ОЦЕНКА ЕСТЕСТВЕННЫХ БАРЬЕРОВ БЕЗОПАСНОСТИ ПРИ КОНСЕРВАЦИИ ХРАНИЛИЩ НИЗКОУРОВНЕВЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

# А.Е. Богуславский<sup>1</sup>, О.Л. Гаськова<sup>1, 2</sup>, А.И. Сурнин<sup>3</sup>, С.Ю. Носов<sup>4</sup>

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия;

2-Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, Россия

3- Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 630091,

Новосибирск, пр-т Красный, 67, Россия

4– Новосибирский филиал государственного специализированного проектного института "ВНИПИЭТ", 630075, г. Новосибирск, ул. Богдана Хмельницкого, д. 2 Россия,

В работе рассмотрены геохимические аспекты системы хранения НРАО одного из предприятий топливно-ядерного цикла. Построена модель взаимодействия грунтовых вод с РАО. Выделены и рассмотрены геохимические барьеры, препятствующие распространению урана за пределы хранилища. Проведено экспериментальное и термодинамическое моделирование процессов осаждения урана. Обосновывается необходимость проведения при консервации шламохранилища дополнительных мероприятий по гидроизоляции сооружений.

консервация РАО, моделирование миграции урана, формы нахождения радионуклидов, геохимические барьеры, вторичные геохимические аномалии

# ASSESSMENT OF NATURAL SAFETY BARRIERS AT PRESERVATION OF LOW-LEVEL RADIOACTIVE WASTE STORAGES

## A.E. Boguslavskiy, O.L. Gaskova, A.I. Surnin, S.Yu. Nosov

In this paper geochemical aspects of low-level storages system are considered. The model of interaction of ground waters with low-level radioactive waste is constructed. The geochemical barriers interfering distribution of uranium out of storage borders are separated and considered. Experimental and thermodynamic modeling of uranium sedimentation processes is carried out. The need of additional actions for waterproof constructions at these storage preservation is explained.

radioactive waste preservation, modeling of uranium migration, forms of radionuclide presence, geochemical barriers, secondary geochemical anomalies

Современная концепция обращения с низкоуровневыми радиоактивными отходами (HPAO) заключается в создании мультибарьерной системы, препятствующей распространению радионуклидов за пределы хранилищ. В качестве барьеров безопасности могут выступать как природные, так и техногенные структуры, которые либо благодаря низким коэффициентам фильтрации, либо повышенным сорбционным характеристикам задерживают загрязняющие вещества. При консервации хранилищ, которые проектировались десятки лет назад, особое значение имеет надежность природных барьеров, так как создание дополнительных барьеров зачастую связано с перемещением РАО, что в ряде случаев весьма нежелательно. Для определения надежности и достаточности существующих барьеров

безопасности необходимо построение модели миграции ведущих загрязнителей на основе геологических, гидрогеологических и геохимических особенностей участка.

Хвостовое хозяйство ОАО «НЗХК» расположено в нескольких километрах от городской черты Новосибирска. Оно состоит из двух последовательно размещенных которых шламоотстойников, первый ИЗ выведен ИЗ эксплуатации, осушен И рекультивирован, а второй только готовится к выводу из эксплуатации. При сооружении шламохранилищ было принято решение о размещении их в тальвеге заболоченного лога, который является южным ответвлением Пашенского лога. Согласно проекту лог перегораживался дамбой из местных грунтов и отходов производства, в создаваемую чашу по трубам проводился сброс пульпы. При строительстве шламоотстойников, специальные мероприятия по усилению гидроизоляции днища и бортов оврага не проводились. Жидкая фаза через днище и борта секции, а также через дамбу фильтровалась, а твердая фаза осаждалась и накапливалась в отстойнике.

Определение элементного состава твердых проб проводилось методом РФА-СИ на станции элементного анализа ВЭПП-З ИЯФ СО РАН. Формы содержания урана определялись с помощью электронного сканирующего микроскоп Tescan MIRA 3 LMU. образцов определялся методом рентгеновской Минеральный состав порошковой дифрактометрии на дифрактометре ДРОН-3 (излучение СиКа). Анализ элементного состава жидких проб осуществлялся в аналитическом центре ИГМ СО РАН методами массспектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) высокого разрешения на приборе MAT **FINNIGAN** (Germany). Концентрации анионов фирмы определялись титриметрическим, турбидиметрическим, потенциометрическим методами. Формы нахождения определялись методом ступенчатого урана выщелачивания по модернизированной методике Tessier [1].

Термодинамические расчеты в гетерофазной 27-компонентной системе H–O–C–Cl–N– S–Al–Si–Na–Ca–Mg–Mn–Fe–U–Pu–Am–Ru–Cs–Co–Ni–Mo–Zr–Cu–Zn–Cd–Ba–Sr проводились при 25 и 5°C и общем давлении 1 атм. по алгоритму GIBBS с использованием встроенного банка термодинамической информации UNITHERM пакета программ HCh.

Верхняя часть геологического разреза на изученном участке представлена покровными среднечетвертичными образованиями краснодубровской свиты. Эти отложения сплошным чехлом покрывают территорию правобережья Оби. Непосредственно на участке в основании свиты выделяется пачка суглинков, мощностью 3–9 м. Их особенностью является очень слабая водопроницаемость ( $K_{\phi} = < 0,001$  м/сут). Они являются основным водоупором для грунтовых вод в районе хвостохранилища. Выше залегает пачка, представленная переслаиванием суглинка с супесями и мелкозернистыми песками. Мощность пачки выдержана и составляет около 4 м. Она характеризуется повышенной водопроницаемостью ( $K_{\phi} = 0,1\div0,3$  м/сут., участками до 1,5 м/сут). Супеси и пески этой пачки являются наиболее водопроницаемыми грунтами в районе хвостохранилища и именно к ним приурочен основной поток грунтовых вод. Верхняя пачка отложений краснодубровской свиты представлена лессовидными желтовато-бурыми суглинками. Их мощность составляет 8–15 м

98

и достигает максимальных значений на водораздельных участках, примыкающих к хвостохранилищу с запада и юго-запада. Голоценовые отложения представлены жёлтобурыми суглинками. Эти отложения непрерывно выстилают всю рельефную поверхность, их мощность составляет от 1 до 10 м (максимум приходится на пониженные формы рельефа). Эти отложения на водораздельных участках имеют преимущественно эоловый генезис [2]. На бортах и тальвегах ложбин кроме эоловых могли принимать участие и флювиальные процессы. Современная овражно-балочная сеть сформировалась более 10000 лет назад, она врезана в четвертичные отложения краснодубровской свиты. Голоценовые суглинки, напротив сформированы в согласии с современным рельефом, они плащом переменной мощности перекрывают поверхность. На описываемом участке только эти отложения перекрывают по бортам долины водоносный горизонт, ограничивая его разгрузку в Пашенский лог.

До момента создания хвостохранилища Пашенский лог представлял собой глубокий задернованный овраг с сезонным водотоком. После создания технического пруда в правом (южном) ответвлении Пашенского лога, его тальвег интенсивно заболачивается на всем протяжении до Качимовского пруда. Это связано с усилением в указанном интервале застоя влаги в виду недостаточной проточности заполняющих ложе голоценовых рыхлых и современных торфянистых отложений. В основании лога под телом РАО бурением вскрыты торфяные отложения, их мощность в тальвеге около одного метра.

В результате изучения геологического строения и гидродинамического режима участка была построена модель взаимодействия грунтовых вод с РАО, состоящая из следующих звеньев: поступление грунтовых вод в хранилище — взаимодействие грунтовых вод с РАО → взаимодействие загрязненных вод с торфами → взаимодействие загрязненных вод с суглинками элювиального чехла → доочистка вод в проницаемом слое песков и супесей. Нахождение шламоотстойника в тальвеге лога приводит к подтоплению хранилища грунтовыми водами. По расчетам даже при гидроизоляции хранилища сверху и полном отводе метеорных осадков с поверхности из первого от поверхности водоносного горизонта в отстойник будет поступать в среднем ~ 40000 м<sup>3</sup> грунтовых вод год. Поступающие природные воды гидрокарбонатные кальциевые, природная минерализация 0,3–0,5 мг/л (в зависимости от сезона и обводненности года), природное содержание урана 0,4–0,6 мкг/л. Отходы в шламоотстойнике имеют сложный минеральный и фазовый состав и при контакте с грунтовыми водами будут активно взаимодействовать. В разных типах отходов от 15 до 26 % процентов урана находится в подвижных формах. Концентрация урана в грунтах после взаимодействия в начальный период может достигать 1-2,3 мг/л [1]. Кроме урана, после взаимодействия со шламами воды содержат высокие концентрации сульфат-иона до 2,5 г/л и кальция до 0,97 г/л.

Наличие слоя торфа в основании залежи имеет положительное значение, так как он принимает на себя и задерживает уран. Максимальная концентрация урана в сухом веществе торфа может достигать до 0,046 %. Однако не весь уран, содержащийся в торфе, надежно осажден. Как показали эксперименты по ступенчатому выщелачиванию, только 63,4 %

осаждающегося на торфе урана переходит в трудно растворимые формы. Остальная часть находится в водорастворимой и обменных формах и способна десорбироваться грунтовыми водами (таб. 1). Поскольку шламоотстойник эксплуатируется с 1964 г., ёмкость данного барьера исчерпана и в настоящее время он практически не влияет на вынос урана.

Форма	Грунт				
	Песок	Суглинок	Торф	Глина	
Водорастворимая	2,9	1,3	35,7	19,1	
Обменная	20,3	21,7	0,9	21,3	
Карбонаты	53,1	58,6	42,4	40,2	
Гидрооксиды	1,7	1,6	2,3	1,1	
Органическая	11,8	8,4	16,9	6,5	
Нерастворимая	10,3	8,3	1,9	11,9	

Таблица 1. Распределение форм урана в основных типах грунтов (в процентах)

Более важное значение для предотвращения распространения урана имеет покровный слой суглинков. В их минеральном составе преобладают кварц, полевые шпаты. В тонкодисперсной фракции присутствуют также слюда, хлорит, кальцит, небольшое количество смешанно-слоистого смектита-иллита. По данным эксперимента, в интервале концентраций растворов 1-2 мг/л они могут насыщаться ураном до концентрации 0,01-0.02 % (таб. 2). Эти концентрации близки к определенным в подстилающих суглинках, которые насыщались ураном в естественных условиях (до 160 г/т). Как показали эксперименты по десорбции урана, 77 % связывается в труднорастворимые формы и выводится из миграции (таб. 1). Техногенные воды при прохождении через слой этих суглинков очищаются от катионного груза и попадают в водоносный горизонт с меньшим содержанием урана. Свидетельством того, существенно ЧТО снижение концентрации урана вызвано не разбавлением грунтовыми водами, а очисткой, является отношение концентрации урана к концентрации сульфат- и нитрат-иона во второй секции и после фильтрации через суглинистый горизонт. Если концентрации сульфат- и нитрат-ионов практически не изменяются, то содержание уранил-иона снижается на порядки. Однако появление урана за пределами суглинистого барьера свидетельствует о том, что его ёмкость близка к пределу. Доочистка вод будет проходить и при движении вод по проницаемым породам водоносного горизонта. Сорбционные характеристики песков и опесчаненных суглинков существенно уступают исходным суглинкам, однако, учитывая протяженность песчаного горизонта, они играют немаловажную роль в общей очистке. Из поглощенного песками урана большая часть переходит в устойчивые формы (таб. 1). В настоящий момент в обводненных песчаных грунтах на границе второй секции отмечается концентрация урана 3 г/т, что в 1,5-2 раза выше фоновых значений. Сульфат- и нитрат-ионы в реакции с вмещающими грунтами практически не вступают и их концентрация постепенно снижается до фоновой вследствие разбавления чистыми грунтовыми водами.

U <sub>ucx</sub> ,мг/л	Концентрация в грунте после сорбции, г/т		Процент осаждения урана на грунте		
	Суглинок	Песок и опесчаненные	Суглинок	Песок и опесчаненные	
10	1460	164,211	74.0	9.4.15.5	
10	1409	104-311	/4,9	8,4–13,5	
1	142	22–23	74,7	11,9–12,3	
0.1	18,8	5,5–7,9	98,9	28,3–51,9	
0.01	2,1	0,46–0,80	95,5	48,1-81,9	
0.001	0,15	0,05–0,06	87,2	67,6–84	

Таблица 2. Результаты экспериментов по сорбции уранил-иона (навеска сорбента 1 грамм, раствора 50 мл)

Результаты модельных расчетов свидетельствуют о том, что при концентрации растворов выше 0,5 мг/л при достижении термодинамического равновесия главенствующую роль в очистке будет играть осаждение твердой фазы –  $CaUO_{4(TB)}$ . Это подтверждается расчетом устойчивости  $CaUO_{4(TB)}$  в системе шламохранилищ. Однако равновесие « $CaUO_4 \Leftrightarrow$  раствор» подвижное и возрастание pH приводит к переходу урана в карбонатный раствор. Расчет распределения урана по формам при взаимодействии раствора (pH 8,1; C<sub>U</sub> 2,3 мг/л – первые порции раствора при взаимодействии грунтовых вод с хвостами гидратных кеков) с вмещающими породами района показывает: 86 % урана будет осаждаться в виде фазы  $CaUO_4$ ; 11,3 % сорбируется в виде поверхностного комплекса >  $SOUO_2OH$ ; 2,7 % – доля урана оставшегося в растворе после осаждения и сорбции в виде комплекса  $Ca_2UO_2(CO_3)_3^0$ , остаточная концентрация урана в растворе составит 0,06 мг/л.

Одновременно с выпадением твердой фазы развивается комплекс сорбционных процессов. В модельных расчетах доля урана осаждаемого в результате воздействий процессов сорбции урана на суглинках и песках составляет 11,3 и 2 %. Конечные остаточные концентрации урана в растворе 0,063 мг/л в обоих случаях. Процесс сорбции зависит от исходных концентраций микрокомпонента в растворе (таб. 2) и отношения вода/порода. Дополнительные расчеты показали, что в начальный момент, когда сорбционная ёмкость только начинает заполняться происходит практически полное осаждение урана. Но далее, по мере увеличения количества дренирующего раствора и заполнения сорбционной емкости вмещающих пород, интенсивность сорбции снижается, концентрации урана в водах постепенно выходят на исходный уровень.

#### выводы

В сложившихся геолого-гидрогеологических условиях, без проведения дополнительных мероприятий по гидроизоляции сооружений, перекрытие шламов сверху для отвода метеорных вод не достаточно для выведения техногенной залежи из зоны активного водообмена. Поступающие в залежь по первому водоносному горизонту грунтовые воды будут приводить к миграции урана. Интенсивность выноса урана будет контролироваться количеством воды взаимодействующей с РАО. Учитывая резерв подвижного урана, продолжительность выноса при существующих скоростях миграции исчисляется тысячами лет. Система геохимических барьеров до настоящего момента успешно справляется с распространением загрязнения в грунтовые воды, однако экстраполируя полученные результаты на продолжительный период времени (n\*100–n\*1000) неизбежно наступление насыщения ёмкости барьеров, после которого скорость распространения урана возрастет на порядки. При этом возникает вероятность загрязнения поверхностных вод. Поэтому в сложившихся условиях единственной альтернативой удаления РАО из отстойника, является отвод грунтовых вод. Наиболее эффективный путь для этого организация барража в виде шпунтовой завесы вокруг шламоотстойников, который будет перекрывать поступление в хранилище грунтовых вод.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 13-05-00032.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Богуславский А.Е.</u> Определение состава низкоуровневых отходов предприятий уранового производства // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Материалы IV Международной конференции (Томск, 4-8 июня 2013 г.). Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. С. 103–106.

2. <u>Волков И.А.</u>, Волкова В.С. Циклиты субаэральной толщи и континентальное плейстоценовое осадконакопление в Западной Сибири // Цикличность новейших субаэральных отложений. Новосибирск: Наука, 1987. С. 49–61.

# ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА AU-U МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

## А.Е. Будяк, А.М. Спиридонов

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского Іа, Россия

Изучены нижнепротерозойские отложения Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны, вмещающие золотоурановое месторождение Хадатканда. Проведены комплексные геохимические, минералогические, изотопные исследования пород и руд. Результаты свидетельствуют о том, что урановое и золотое оруденение являются разновременными и связаны с различными геодинамическими режимами. Источником радиоактивных элементов, вероятнее всего, служили нижележащие отложения кевактинской серии, распространенной на всей территории Байкальской горной области. Полученные данные позволяют отнести золотоурановые месторождения исследуемой площади к типу «несогласия», что повышает вероятность обнаружения месторождений золота и урана в Байкальской горной области.

зеленокаменные пояса, геохимия рудообразования, золото, уран, метасоматические преобразования

# GEOCHEMICAL FEATURES OF AU-U DEPOSITS IN THE NORTHERN TRANSBAIKALIA

#### A.E. Budyak, A.M. Spiridonov

Were studied Paleoroterozoic sediments of Kodar-Udokan structural-formational zone which host Au-U Hadatkanda deposit. Were conducted comprehensive geochemical, mineralogical, isotopic searches of rocks and ores. The results indicate that the U and Au mineralization is associated with various temporal intervals and different geodynamic regimes. The source of radiogenic elements were most likely underlying sediments Kevaktinsky series, which widespread on the Baikal mountain area. The data obtained allow to deliver Au-U deposits from studied area to "unconformity" type. It increases the probability of Au and U detection in Baikal mountain area.

greenstone belt, geochemistry of ore genesis, Au, U metasomatic alterations

Генезис урановых и золотоурановых месторождений, приуроченных к выходам нижнепротерозойских отложений южного обрамления Восточно-Сибирской плиты, - острая дискуссионная проблема. Имеются две основных концепции их возникновения: эндогенного типа [3] и типа «несогласия» [1]. Выходы палеопротерозойских отложений обрамления Сибирской платформы (Тонодское, Нечерское поднятия, Кодаро-Удоканская структурноформационная архей-палеопротерозойский, зона) имеют трехъярусное строение: неопротерозойский Наиболее палеопротерозойский и ярусы. продуктивен средний (палеопротерозойский), в составе которого содержится несколько углеродистых толщ палеопротерозойского возраста, по сути, являющихся единой углеродисто-терригенной формацией, возникшей, вероятнее всего, в условиях эпикратонного рифтогенного морского

бассейна [6] (рис. 1). Эти отложения в разрезе Тонодского поднятия представлены албазинской и михайловской свитами, Нечерского – ходоканской свитой, а в Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоне – кодарской серией (икабийская, аянская и иннырская свиты), мы относим их к единой углеродисто-терригенной формации кевактинской серии [4; 5].



# Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования Байкальской горной области (БГО) [4].

1 – дорифейские образования фундамента Сибирской платформы; 2 – выступы дорифейского фундамента в БГО (вулканоплутонические пояса: С-Б – Северо-Байкальский, Ч – Чуйский, Т – Тонодский, Н – Нечерский); 3 – Кодаро-Удоканская структурно-формационная зона; 4–6 – рифейские структурно-формационные зоны: 4 – внешние (ПЛ – Приленская, ПЧ – Причарская), внутренние: 5 – Мамско-Бодайбинская, 6 – Байкало-Муйская; 7 – фанерозойские отложения чехла Сибирской платформы; 8 – северная граница накопления рифейских образований; 9 – границы Ленского золотоносного района.

Отложения среднего яруса перекрываются несогласно залегающими высокоглиноземистыми песчано-сланцевыми осадками неопротерозоя. В пограничной части

палео- и неопротерозойских отложений установлено большое количество золото- и урановорудных объектов, среди которых рассматриваемое в настоящей работе месторождение Хадатканда. Локализовано оно на пересечении Сюльбанского и Хадаткандского глубинных разломов, расположенных на юго-западной периферии Верхнесюльбанского магматического узла (рис. 2).



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта Верхнесюльбанского магматического поля [2]. *I* – четвертичные отложения нерасчлененные; *2* – палеопротерозойские карбонатно-терригенные отложения удоканского комплекса; *3* – позднепалеозойский ингамакитский комплекс монцонитгранитовый; *4* – палеопротерозойский чинейский комплекс габбро-норитовый; *5* – палеопротерозойский кодарский комплекс рапакиви-гранитовый; *6* – архейско-палеопротерозойские гранитоиднометаморфические образования нерасчлененные; *7* – разломы главные (а) и второстепенные (б), в том числе С – Сюльбанский, Х – Хадаткандский; *8* – аномалия магнитного поля; *9* – урановые месторождения (а) и проявления (б); *10* – золоторудные месторождения (а) и проявления (б).

Непосредственно рудные тела приурочены к зоне максимальной проработки терригеннокарбонатных отложений чинейской серии (александровская и бутунская свиты), залегающих согласно на породах кодарской серии. Вскрытые на поверхности месторождения золотоурановые рудные тела образуют зону меридиональной ориентировки протяженностью около 3,5 км, со средним содержанием урана от 0,1 до 0,72 % [2]. Среднее содержание и запасы золота пока не оценены. Отложения кодарской (икабийская, аянская и инырская свиты) и чинейской (читкандинская, александровская и бутунская свиты) серий в пределах рудного поля месторождения представлены осадочными породами близкого минерального состава с различным содержанием органического вещества [4].

Рудная минерализация на месторождении представлена в основном пирротином, (уранинитом, настураном, урановой оксидами урана чернью), титанатами (сфеном, иттрокразитом) (рис. 3). Кроме того, в породе наблюдаются скопления тонковкрапленных пирита, пирротина, халькопирита с редкими знаками молибденита, висмутотеллуридов, галенита, алтаита или самородного свинца. В ассоциации с халькопиритом и в непосредственной близости от него отмечаются включения золота (рис. 4). Микрозондовые исследования показали, что обнаруженные золотины представлены самородным золотом со средней пробностью 780 ‰. Тесные срастания пирита-пирротина осложняются развитием более поздней урановой минерализации, представленной сетью параллельных тонких прожилков оксидов урана (см. рис. 3). Урановая минерализация имеет явно наложенный характер. Оксиды урана (уранинит, настуран) часто развиваются по трещинам и по периферии пиритпирротиновых агрегатов и нерудных минералов. Размеры единичных агрегатов менее 0,5 мм, мощность прожилков менее 0,2-0,5 мм.

Геохимические исследования проводились комплексом аналитических методов на базе ИГХ СО РАН (петрогенные элементы – РФА; редкие и редкоземельные – ISP-ms; Au, Ag, ЭПГ – атомно-абсорбционный).

В результате изучения пород и руд золотоуранового месторождения Хадатканда все отобранные пробы были разделены на четыре основные группы: *БР* – безрудные наименее измененные породы чинейской серии в пределах рудного поля месторождения; 4C – нерасчлененные черносланцевые отложения кодарской серии на незначительном удалении от рудной зоны месторождения; pyda-Au – породы чинейской серии с повышенными содержаниями золота ( $\geq 0,3$  г/т); pyda-U – породы чинейской серии с повышенными содержаниями радиоактивных элементов (U  $\geq 400$  г/т).

Анализ полученных результатов свидетельствует о геохимической специализации черносланцевых отложений кодарской серии, находящихся в ближайшем обрамлении месторождения на группу благородных (Au, Pt, Pd) и радиоактивных (U, Th) элементов (рис. 5). Обращает на себя внимание значительное превышение в породах кодарской серии относительно стандарта NASC таких характерных для черносланцевых отложений элементов, как V, Cr и особенно Мо. Подобная закономерность прослеживается и для метасоматитов по породам чинейской серии в пределах месторождения. Отличие заключается лишь в увеличении содержаний сидерофильной группы (Mn, Co, Ni) и Y, что обусловлено наложенными метасоматическими процессами.

106





Рис. 3. Пирит с периферии и по параллельным трещинам замещается сложными агрегатами минералов урана (проходящий свет), поле зрения рисунка 0,54 мм.

Рис. 4. В пирите (1) наблюдаются тонкое золото: кристаллоподобное (ромбической формы) (2) и слабо вытянутое с прямыми ограничениями (3); присутствуют тонкие выделения халькопирита (4) (проходящий свет); поле зрения рисунка 0,2 мм.

Результаты анализа метасоматически измененных пород на месторождении показали, что содержания основных компонентов месторождения Au и U, несмотря на принадлежность к одним и тем же отложениям, тем не менее геохимически не связаны (рис. 6). Коэффициент корреляции по выборке из 34 проб между Au и U в пробах с рудными содержаниями Au колеблется от -0,2 до 0,2, в пробах с рудными содержаниями U – от -0,3 до-0,37. В образцах с рудными содержаниями радиоактивных U и Th резко увеличивается количество Y, Mo, Pb и Pd.

Из распределений значений железо-марганцевого (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MnO/TiO) (ЖМ) и эксгаляционного (MnO·Zn·Pb/TiO) (ЭК) модулей (рис. 7) видно, что отложения кодарской серии, находящиеся на некотором удалении от месторождения, имеют повышенные значения ЭК модуля, указывающего на наличие эксгалятивной составляющей, и соответствуют породам, сформированным в условиях седиментации, сопровождавшейся синхронной гидротермальной деятельностью. ЖМ модуль для тех же образований не выявил высокотемпературной эндогенной составляющей гидротермального флюида на стадии осадконакопления. Соответственно, обнаруженная геохимическая специализация данной формации может быть следствием некоторой унаследованности химизма зеленокаменного пояса – фундамента для заложившегося рифтогенного прогиба.


Рис. 5. Содержание редких элементов в наименее измененных породах месторождения Хадатканда.

БР – безрудные метасоматиты чинейской серии; ЧС – черносланцевые отложения кодарской серии. Содержания химических элементов нормированы к стандарту NASC



**Рис. 6. Содержание редких элементов в рудах чинейской серии месторождения Хадатканда.** Руда Au – метасоматиты с рудными содержаниями золота; руда-U – метасоматиты с рудными содержаниями урана. Содержания химических элементов нормированы к безрудным метасоматитам БР.

В метасоматически измененных отложениях чинейской серии рудной зоны месторождения незначительно увеличен показатель ЖМ, что указывает на ювенильный источник. В пробах с повышенным содержанием Аи модуль ЭК имеет тенденцию к значительному снижению, а железомарганцевый показатель, напротив, резко увеличивается. Низкотемпературные халькофильные элементы (Zn, Pb) в этом процессе не участвуют. Пробы с рудным содержанием урана и тория демонстрируют кардинальные изменения в поведении

рассматриваемых отношений. Среднее значение ЭК модуля возрастает до 2400, с единичными пробами, где оно превышает 3000.



Рис. 7. Распределение железомарганцевого (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MnO/TiO) и эксгалятивного (MnO·Zn·Pb/TiO) модулей B рудном поле месторождения Хадатканда. Среднее значение модуля: 1 – 2 – эксгалятивного, железомарганцевого; 3 – разброс значений; 4-5 – нижняя граница влияния гидро-

эксгалятивному, 5 – железомарганцевому

термального флюида по показателю: 4 – по

В результате можно сделать следующие выводы.

1. Геохимические показатели, приведенные в работе, подтверждают полигенное и полихронное формирование золотого и уранового оруденения месторождения Хадатканда. Вероятнее всего, накопление золота связано с заложением глубинного Сюльбанского разлома и, соответственно, имеет ювенильный источник. Урановая минерализация формировалась в результате реактивации сюльбанской зоны при внедрении позднепалеозойских гранитоидов Сакуканского комплекса. Источником радиоактивных и сопутствующих урановому оруденению элементов, вероятнее всего, служили нижележащие отложения кодарской серии.

2. Участие палеопротерозойской углеродисто-терригенной формации, обладающей характерной геохимической специализацией, в эволюционном развитии региона, с широко проявленными на разных этапах процессами мобилизации и перераспределения рудных элементов позволяет рассматривать ее в качестве источника Au, U, Tr, ЭПГ, Cu и других компонентов, как на в Кодаро-Удоканской СФЗ, так на Тонодском и Нечерском поднятиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН (интеграционные проекты 31, 27.2, 89).

## ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Андреева О.В.</u> Катагенез терригенных пород в осадочных внутрикратонных прогибах позднего протерозоя и его влияние на формирование U-оруденения типа «несогласия» // Геология рудных месторождений, 2012. Т. 54, № 1. С. 49–70.

2. <u>Макарьев Л.Б.</u>, Вояковский С.К., Илькевич И.В. Золотоносность урановых объектов в Кодаро-Удоканском прогибе // Руды и металлы, 2009. № 6. С. 56–64.

3. <u>Мигута А.К.</u>, Модников И.С. Методические рекомендации по выделению и оценке районов, перспективных на выявление высокопродуктивного эндогенного уранового оруденения. М., 1999. 78 с.

4. <u>Немеров В.К.</u>, Будяк А.Е., Развозжаева Э.А. и др. Новый взгляд на происхождение медистых песчаников месторождения Удокан // Изв. СО РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений, 2009. № 2 (35). С. 4–17.

5. <u>Паршин А.В.</u>, Абрамова В.А., Мельников В.А. и др. Перспективы благородно и редкометалльного оруденения нижнепротерозойских отложений на территории Байкальской горной области // Вестн. ИГТУ, 2013. № 3 (74). С. 53–59.

6. <u>Федоровский В.С.</u> Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.

УДК 553.41:553.061.17"6131"(571)

## ГЕОЛОГИЯ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ МУКОДЕК (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

## В.А. Ванин, Д.П. Гладкочуб

Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Проведено изучение геологического строения золоторудного поля Мукодек, располагающегося в пределах Байкало-Муйского пояса Северного Прибайкалья. Сделан вывод о возможности отнесения рудных образований этого поля к золотокварц-сульфидной формации метаморфо-метасоматического генезиса. Показана приуроченность рудных метасоматитов к зоне долгоживущего позднедокембрийского Мукодекского разлома, латеральные смещения вдоль которого осуществлялись вплоть до среднего ордовика. Установлено, что ремобилизация золота, поступившего в верхние горизонты коры с позднерифейскими вулканитами ушмуканской свиты островодужной специфики, происходила под воздействием полициклической тектонической переработки данного исходного субстрата, сопровождавшейся метаморфизмом и деформациями. При этом раннепалеозойский этап тектоно-термальной переработки пород начался на рубеже 470 млн лет и, по-видимому, отражает заключительную стадию проявления рудогенных процессов в пределах золоторудного поля Мукодек.

золоторудное поле, поздний рифей, метасоматиты, Байкало-Муйский пояс, Сибирь

# THE GEOLOGY AND GOLD ORE-FORMING PROCESSES OF THE MUKODEK ORE FIELD (NORTHERN BAIKAL AREA)

## V.A.Vanin, D.P. Gladkochub

The geological study of structure of gold ore field Mukodek of the Baikal-Muya belt of Northern Baikal area has been done. The obtained results allow us to consider this ore field as gold-quartz-sulphide formation of metamorpho-metasomatic genesis. As were found, the gold-bearing metasomatites are directly related to the late Precambrian Mukodek fault. Lateral displacements along this fault took place till the middle Ordovician. We suggest that at the beginning the higher contents of gold within the gold-ore field were provided by island-arc volcanics of yshmyanskaya suite. Later, the polycyclic remobilization of gold happened during multistage tectonic-thermal events. The major stage of the ore-forming processes within the Mukodek gold-ore field corresponds to the early Paleozoic (ca 470 Ma) when late Neoproterozoic protholith (gold-bearing volcanins) was strongly reworked by metamorphism and deformations.

gold ore field, late Riphean, metasomatites, the Baikal-Muya zone, Siberia

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Золоторудное поле Мукодек, располагающееся на северо-западе Байкальской складчатой области вблизи устья pp. Левая и Правая Мама, выделено и оконтурено в 1960е гг. в ходе геолого-поисковых работ, однако природа его оруденения долгое время оставалась предметом дискуссий (обзор см. в [7]). Неоднозначность трактовки этого вопроса была обусловлена существовавшей до недавнего времени нехваткой качественных данных о возрасте и составе вмещающих толщ, а также о времени проявления в регионе основных тектономагматических событий, способствовавших ремобилизации рудного вещества и его последующему концентрированию в определенных условиях геологической среды. Новые данные о возрастной позиции большинства вулканических, вулканогенно-осадочных и магматических комплексов региона [9, 10, 11, 12 и др.] и выполненный предшественниками террейновый анализ рассматриваемой территории [1, 2, 5] позволили авторам попытаться решить вопрос о происхождении оруденения на площади золоторудного поля Мукодек, используя всю совокупность собственных и опубликованных материалов по геологии и тектонической эволюции рассматриваемого фрагмента Байкало-Муйского пояса.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ МУКОДЕК

В структурно-тектоническом отношении золоторудное поле Мукодек принадлежит Янской зоне Байкало-Муйского пояса (БМП) (рис. 1) [11] и тяготеет к Мукодекскому разлому [4], который входит в расположенную севернее систему Байкало-Сыннырского (или Мамского) разлома регионального масштаба. На рассматриваемой площади присутствуют главным образом следующие разновидности пород: метаморфизованные вулканические и вулканогенно-осадочные отложения ушмуканской свиты (аналог келянской свиты с возрастом  $824 \pm 2$  млн лет [10]), относимые к базальт-андезит-дацит-риолитовой (БАДР) формации; разгнейсованные плагиограниты и метагабброиды муйского комплекса; метасоматиты, в том числе рудоносные (рис. 2). Все перечисленные образования, кроме пород конкудеро-мамаканского комплекса, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Для изучаемой территории доказано проявление как минимум трех этапов метаморфической переработки пород (800–780 млн. лет,  $617 \pm 5$  млн. лет и  $469 \pm 4$  млн лет [9, 12, 13]), различавшихся своими пиковыми значениями. Тектонические деформации и сопровождающие их незначительные термальные воздействия на породы, привели к некоторым изменениям первичного состава пород, не превышающих зеленосланцевой фации метаморфизма. Все докембрийские и раннепалеозойские образования в пределах золоторудного поля в значительной степени тектонизированы, а простирание поверхностей рассланцевания В них субпараллельно простиранию Мукодекского разлома. Метасоматические процессы приурочены к Мукодекскому разлому (см. рис. 1). Полевыми наблюдениями и петрографическими исследованиями выделены две генерации золотоносных метасоматитов: первая (ранняя) – мелко-, среднезернистая серицит-анкерит-альбит-кварцевого состава, вторая (поздняя) – крупнокристаллическая кварц-анкеритового состава. В результате многолетних наблюдений на золоторудном поле Мукодек было отмечено, что для образования рудного (золотоносного) тела мощностью 5-7 м со средним содержанием золота 2,0-3,0 г/т, необходима мощность метасоматической проработки пород не менее 70 м, при этом само оруденение относится к золото-кварц-сульфидной формации [3].

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ МУКОДЕК

На основании результатов проведенных нами исследований предложен следующий сценарий формирования золоторудной минерализации в пределах рассматриваемой территории. На начальном этапе вследствие субдукции океанической коры под Муйский кратонный террейн (поздний рифей) сформировалась келянская островодужная система (~824 млн. лет), или Келянский островодужный террейн [2], включавший в себя среди

прочих вулканогенно-осадочные толщи островодужных образований ушмуканской свиты – прямого аналога широко известной келянской серии. По-видимому, первоначально надкларковые содержания «ювенильного» [7] золота в пределах золоторудного поля Мукодек могли быть обусловлены островодужной спецификой рассматриваемых вулканитов ушмуканской свиты, так как именно породы активных континентальных окраин, в том числе островодужные комплексы, традиционно демонстрируют относительное обогащенение золотом (обзор см. в [14]).



Рис. 1. Схема размещения террейнов на площади Северного Прибайкалья (по [2])

1 – четвертичные впадины; 2–12 – Байкало-Муйский складчатый пояс, зоны: 2 – Каралон-Мамаканская, 3 – Катеро-Уакитская, 4 – Кичерская, 5 – Парам-Шаманская, 6 – Янская; Анамакит-Муйская и ее подзоны: 7 – Светлинская, 8 – Угдокитская, 9 – Бамбуйско-Олиндинская, 10 – Келяно-Иракиндинская, 11 – Муйская; 12 – Киндиканский блок Муйской подзоны; 13–16 – Байкало-Патомский пояс, зоны: 13 – Кутимская, Мамская, Патомская, 14 – Олокитская, 15 – Делюн-Уранская, 16 – Бодайбинская; 17 – Баргузино-Витимский супертеррейн; 18 – Алдано-Становой щит; 19 – тектонические границы Байкало-Муйского пояса; 20 – граничные разломы: а – предполагаемые, б – установленные; 21 – рудное поле Мукодек; на врезке – положение Байкальской складчатой области.
1 – внешний Байкало-Патомский пояс; 2 – внутренний Байкало-Муйский пояс; 3 – тектонические границы Сибирской платформы.





1-2 – Муйский комплекс: 1 – разгнейсованные плагиограниты, 2 – метагабброиды; 3-4 – породы Конкудеро-Мамаканского комплекса: 3 – сиениты, 4 – граниты; 5 – метаморфизованные песчаники, кварцевые песчаники холодненской и итыкитской свит; 6 – алевросланцы, ортосланцы, метабазальты итыкитской свиты; 7 – метаморфизованные песчаники, углеродсодержащие, алевролитовые сланцы ондокской и овгольской свит; 8 – метавулканиты ушмуканской свиты; 9 – четвертичные отложения; 10 – конгломераты холодненской свиты; 11 – разломы; 12 – разломы, перекрытые четвертичными отложениями; 13 – границы рудного поля Мукодек

Первая и, по-видимому, достаточно существенная ремобилизация этого «ювенильного» золота могла быть обусловлена термальным воздействием на вулканиты со стороны габброидов муйского комплекса (~812 млн. лет, по [11]) при внедрении последних в верхние горизонты островодужной постройки. О том, что габброиды внедрялись именно в верхние горизонты коры, свидетельствуют как структурно-текстурные особенности вулканитов (сохранившиеся свидетельства первичной слоистости), так и присутствие в разрезах свиты горизонтов карбонатных пород. Вероятно, на этом этапе произошло первое перераспределение «ювенильного» золота и его концентрирование в тех областях вулканитов, которые прилегают к габброидам.

После формирования этой своеобразной «рамы», сложенной вулканитами ушмуканской свиты и габброидами муйского комплекса, рассматриваемый фрагмент БМП испытал несколько этапов метаморфической переработки, сопровождавшихся тектоническими деформациями. Все эти события имели принципиальное значение для перераспределения золота и концентрации его в строго определенных условиях геологической среды. В связи с этим необходимо кратко рассмотреть упомянутые этапы переработки раннебайкальского субстрата островодужной специфики.

Первый (раннебайкальский) этап метаморфизма и деформаций в областях, прилегающих к золоторудному полю Мукодек, проявился в интервале 800–780 млн лет [9] на фоне закрытия палеобассейнов за счет поглощения океанической коры в пределах субдукционных зон позднего рифея. Это событие фиксируется мигматизированными плагиогранитами кичерского комплекса (815 ± 15 млн лет) [11]. Янской зоны, мигматитовая полосчатость в которых имеет преимущественно северо-восточное направление. Повидимому, на этом же этапе произошло заложение сети разломов северо-восточного простирания. К последним относится система Байкало-Сыннырского (или Мамского) разлома, которая включает Мукодекский разлом, наложившийся на зону контакта вулканитов ушмуканской свиты с габброидами муйского комплекса.

На втором (позднерифейском) этапе (~ 630 млн лет) происходила консолидация различных разрозненных террейнов в состав единого Байкало-Муйского массива гетерогенной коры, который несколько позже (~ 620 млн лет) был причленен к южному флангу Сибирского кратона. Келянский островодужный террейн был вовлечен в позднебайкальские аккреционно-коллизионные процессы и в полной мере испытал метаморфическую переработку и тектонические деформации. В прилегающих областях БМП этот этап маркируется эндербит-гранулитами Кичерской зоны (617 ± 5 млн. лет) [11]. Постколлизионная стадия этого этапа отмечена внедрением гранитов нижнеангарского комплекса, возраст которых 584 ± 8 млн лет [11].

Следующий раннепалеозойский этап активизации (~470 млн. лет), сопровождавшийся метаморфизмом и сдвиговыми перемещениями вдоль разломов северо-восточного простирания, обусловлен коллизией фронтальной части байкалид Байкало-Муйского комплекса, к которой относится и Келянский террейн, с Баргузино-Витимским супертеррейном [12] на ранних стадиях формирования Прибайкальского коллизионного пояса [6]. При этом транспорт вещества осуществлялся в северо-восточном направлении вдоль системы разломов, заложившихся в позднем рифее.

Таким образом, можно предположить, что последовательность проявления трех дискретно проявленных метаморфических событий, сопровождавшихся латеральными перемещениями, могла способствовать постепенному переносу первоначально рассеянного золота в высокопроницаемую приразломную область и его концентрированию в рудных метасоматитах. Завершает активную фазу развития рассматриваемой территории внедрение в позднерифейскую матрицу (раму) БМП многочисленных массивов гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса. На рассматриваемой площади и в прилегающих областях БМП не отмечается какой-либо связи между позднепалеозойскими гранитоидами и распределением золоторудной минерализации. Это позволяет предположить, что данные гранитоиды не

оказывали существенного воздействия на ранее сформировавшиеся рудопроявления в пределах золоторудного поля Мукодек. Такое заключение подтверждается тезисом о том, что среди обширных полей гранитных массивов, интрудирующих островодужные террейны Байкало-Муйского пояса, практически неизвестны золоторудные месторождения и рудопроявления [7], но характерна высокая редкометальная продуктивность [15].

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют в пользу отнесения золоторудного поля Мукодек к золото-кварц-сульфидной формации метаморфогеннометасоматического типа [8], а его возраст, по аналогии с возрастом основных рудопроявлений и месторождений золота Северного Прибайкалья [10], по-видимому, может рассматриваться как каледонский.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Беличенко В.Г.</u>, Гелетий Н.К. К проблеме выделения Баргузинского микроконтинента в Палеоазиатском океане // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (Иркутск, 19–22 окт. 2004 г.): в 2 т. СО РАН, 2004. Т. 1. С. 30–34.

2. <u>Булгатов, А.Н.</u>, Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и золоторудные месторождения в них // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41. № 3. С. 230–240.

3. <u>Ванин В.А.</u> Мукодекский тип золотого оруденения (Северное Прибайкалье) // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIV Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 19–24 апреля 2011 г.). ИЗК СО РАН, 2011. С. 70–71.

4. <u>Ванин В.А.</u> Рудоконтролирующая роль гранитогнейсовых куполовидных структур золоторудного поля Мукодек // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXV Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 23–28 апреля 2013 г.). ИЗК СО РАН, 2013. С. 44–45.

5. <u>Геодинамическая</u> карта Байкальского региона и сопредельных территорий масштаба 1:2 000 000. А.Н. Булгатов, И.В. Гордиенко, П.Ф. Зайцев и др. Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН, 2004. CD ROM.

6. <u>Донская Т.В.</u>, Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П. и др. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Доклады РАН, 2000. Т. 374. № 1. С. 79–83.

7. <u>Корольков А.Т.</u> Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Иркутск: ИГУ, 2007. 251с.

8. <u>Мельников В.Д.</u> Золоторудные гидротермальные формации. Владивосток: АмурКНИЦ, 1984, 131с.

9. <u>Рыцк Е.Ю.</u>, Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш. и др. Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Москва, 1999. Т 2. С. 93–95.

10. <u>Рыцк Е.Ю.</u>, Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.

11. <u>Рыцк Е.Ю.</u>, Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника, 2007. №.6. С. 23–51.

12. <u>Рыцк Е.Ю.</u>, Ковач В.П., Макеев А.Ф. и др. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные // Геотектоника, 2009. № 4. С. 16–26.

13. <u>Рыцк Е.Ю.</u>, Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2011. № 5. С. 17–51.

14. <u>Ярмолюк В.В.</u>, Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. Москва. Наука, 1991. 263 с.

15. <u>Ярмолюк В.В.</u>, Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений, 2012. Т. 54. № 5. С. 375–399.

# РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРКАЧАН И МАНГАЗЕЙСКОЕ КЫСЫЛ-ТАССКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ, ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ О.В. Викентьева<sup>1</sup>, Г.Н. Гамянин<sup>1,2</sup>

 1– Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия;
2– Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, Якутск, проспект Ленина, 39, Россия

Рассмотрено распределение РЗЭ в породах и минералах для крупных месторождений Кысыл-Тасской металлогенической зоны – золоторудного Аркачан и сереброполиметаллического Мангазейское. Показано, что при гидротермальном изменении вмещающих пород происходит увеличение суммарных концентраций РЗЭ. Величина отношения La/Yb указывает на преобладание процессов сорбции лантаноидов во флюиде при изменении пород и при образовании кварца рудных жил; при кристаллизации карбонатов возрастает роль механизмов комплексообразования. Карбонаты месторождения Мангазейское характеризуются невысокими содержаниями РЗЭ по сравнению с карбонатами месторождения Аркачан. Распределение РЗЭ в карбонатах месторождения Мангазейское определяется кристаллохимическим контролем, тогда как для карбонатов месторождения Аркачан оно вероятно зависит от состава гидротермального флюида. Во всех карбонатах Мангазейского месторождения обнаружена положительная аномалия европия, что свидетельствует о низкотемпературных (<200 °C) условиях их образования. На месторождении Аркачан и для карбонатов, и для кварца характерна отрицательная аномалия европия, что указывает на более высокую температуру рудообразующих флюидов >200 °C.

РЗЭ, аномалия Еи, карбонаты, условия образования, месторождения золота и серебра

# RARE EARTH IN THE ROCKS AND MINERALS FROM ARKACHAN AND MANGAZEYSK DEPOSITS OF KYSYL-TASSK METALLOGENIC ZONE, WESTERN VERKHOYANYE

## O.V. Vikentieva, G.N. Gamyanin

The REE distribution in rocks and minerals for large deposits of Kysyl-Tassk metallogenic zone (Au Arkachan and Ag Mangazeysk) is discussed. It is shown that the hydrothermal alteration of host rocks is accompanied by an increase in the total REE concentrations. The La/Yb ratio indicates that the mechanisms of sorption were dominated during host rock alteration and the crystallization of ore vein quartz. The role of mechanisms of complex formation increase during late carbonate formation. REE contents in carbonates of Mangazeysk deposit are low compared with these of carbonates of Arkachan deposit. The REE distribution in carbonates of Mangazeysk deposit is ruled by crystallographic control, while the REE distribution in carbonates of Arkachan deposit probably depends of the composition of hydrothermal fluid. Positive Eu anomaly presents in all carbonates Mangazeysk deposit, indicating the low-temperature (<200°C) conditions of their formation. Negative Eu anomaly is detected in carbonates and quartz of Arkachan deposit, pointing to a higher temperature of ore-forming fluids >200°C.

REE, Eu anomaly, carbonates, formation conditions, gold and silver deposits

В западной части Западно-Верхоянского синклинория выделяется Кысыл-Тасская структурно-металлогеническая зона, в пределах которой развиты многочисленные касситерит-сульфидные серебросодержащие, сереброполиметаллические и золоторудные рудопроявления и месторождения. Близ осевой части антиклинальной структуры располагается золото-висмут-сидерит-полисульфидное месторождение Аркачан, а на ее восточном крыле локализуется сереброполиметаллическое месторождение Мангазейское. Эти крупные месторождения можно считать эталонными для данной зоны. Площадь месторождения Аркачан сложена песчано-сланцевыми породами каменноугольного и пермского возраста, собранными в систему асимметричных складок с крутыми (40-60°) восточными и пологими (20-30°) западными крыльями. Месторождение локализуется в кровле невскрытого (2,7–2,4 км) гранитоидного интрузива. Рудные тела месторождения – протяженные (> 2км) линейные штокверки мощностью до 70-100 м с маломощными 0,1реже до 5–10 см кварц-сидерит-сульфидными прожилками. Месторождение 3 см, Мангазейское расположено в зоне влияния Нюектаминской глубинного разлома среди песчано-сланцевых толщ Верхоянского комплекса с диапазоном возраста от среднего карбона до средней юры. Магматические образования представлены Эндыбальским штоком гранит-порфиров и различными по составу дайками. Рудные тела месторождения представлены субвертикальными зонами минерализации (мощностью до 10 м), секущими (до 1 м) и послойными (до 50 см) жилами.

На месторождении Мангазейское выделяется несколько генетических типов оруденения: 1 – гидротермально-метаморфогенная убого-сульфидная минерализация, рассеянная по всей площади; 2 – жильное золото-висмутовое оруденение, локализующееся в пределах Эндыбальского экструзивного штока; 3 – касситерит-сульфидное оруденение, приуроченное к субвертикальным зонам разломов; 4 – сереброполиметаллическое оруденение, представленное субпластовыми жилами с комплексом разнообразных Ag–Pb–Sb минералов. Все типы минерализации в основном пространственно разобщены, но выше отмеченная последовательность их формирования подтверждается пересечением и цементацией ранних образований более поздними.

Крупное золотое месторождение Аркачан по своему составу и геохимическим особенностям не имеет аналогов в Яно-Колымской золотоносной провинции. Для рудных тел характерно последовательное отложение кварца, пирротина, пирита, арсенопирита, халькопирита, сидерита, комплекса висмутовых минералов и поздних карбонатов (анкерит, кальцит). На площади месторождения выявлены редкие жилы с сереброполиметаллической минерализацией, секущие золотоносные и наиболее молодые жилы криптозернистого кварца с Ag–Sb минерализацией. Все выделенные генетические типы рудной минерализации, кроме гидротермально метаморфогенного и серебросурьмяного, являются производными функционировавших 115–90 млн лет назад оловорудных рудно-магматических систем.

Нами проведено сравнительное изучение поведения РЗЭ в разновременных рудообразующих парагенезисах этих месторождений. Содержания лантаноидов определялись в породах (ИНАА, ИГЕМ РАН) и минералах разных рудных зон (ICP-MS,

карбонаты – ИГЕМ РАН, кварц – ИТиГ ДВО РАН). Распределение РЗЭ во вмещающих породах обоих месторождений – алевролитах и песчаниках, а также в интрузивных породах. Содержания РЗЭ в неизмененных алевролитах почти на порядок выше, чем в неизмененных песчаниках (171,8 г/т и 87,1 г/т, соответственно). В измененных разностях суммарные концентрации возрастают и изменяются от 156 до 202 г/т и от 101 до 198 г/т, соответственно для алевролитов и песчаников. Уровень концентраций одинаков для обоих месторождений. И алевролиты (La/Yb = 7,1–14,8), и песчаники (La/Yb = 8,4–9,4) обогащены легкими лантаноидами и имеют слабую отрицательную аномалию европия (Eu/Eu\* = 0,7–0,9). Спектры распределения РЗЭ в гранитоидах довольно однородны, суммарные концентрации невысокие – 58–69 г/т. Все изученные породы обогащены легкими лантаноидами. Дифференциация среди последних незначительна. В песчаниках при наличии сульфидизации и кварцевых прожилков отмечено увеличение отношения La/Yb и незначительная положительная аномалия европия (Eu/Eu\* = 1,4).

Распределение РЗЭ в кварце изучено для разных типов минерализации обоих месторождений (рис. 1). Показательно, что для кварца сереброполиметаллической минерализации и месторождения Аркачан, и месторождения Мангазейское уровень концентрации лантаноидов одинаков – ~6 г/т и 4,1–7,2 г/т, соответственно. Для этого кварца получены схожие пологие близгоризонтальные спектры (La/Yb = 1, 4-1, 7, 1)La/Sm = Gd/Yb = 1,0–1,4 – Аркачан; La/Yb = 1,2–1,7, La/Sm = 1,3–1,5, Gd/Yb = 1,1–1,2 – Мангазейское) с отрицательной аномалией европия (Eu/Eu \*= ~0,6). Для раннего безрудного кварца месторождения Аркачан суммарные концентрации и распределение лантаноидов схожи с продуктивным кварцем. На Мангазейском месторождении в раннем дорудном кварце концентрации РЗЭ на порядок ниже – 0,1–0,3 г/т, и существеннее дифференциация между легкими и тяжелыми лантаноидами (La/Yb=5-11).



**Рис. 1. Распределение РЗЭ в кварце месторождений Аркачан (а) и Мангазейское (б).** *1*– дорудный кварц, *2*– золото-висмутовая минерализация, *3*– серебро-полиметаллическая минерализация.

Для месторождения Аркачан изучено распределение РЗЭ в карбонатах (сидерите, анкерите, кальците) рудных жил, а также в раннем дорудном анкерите. Максимальные суммарные концентрации обнаружены в позднем кальците (2838–2984 г/т), на 1-2 порядка они ниже в анкерите (24,6-593 г/т) и минимальны в сидерите (3,1-124 г/т). Дорудный анкерит, в отличие от рудного анкерита, содержит высокие концентрации лантанидов (83-593 г/т) и обогащен тяжелыми РЗЭ. Дифференциация и среди легких, и среди тяжелых РЗЭ незначительная. Для рудных карбонатов суммарные концентрации РЗЭ существенно возрастают от ранних к поздним (сидерит-анкерит-кальцит). Кроме того, обнаружены различия в распределении РЗЭ в карбонатах из жил разных рудных зон. Так, сидериты и анкериты рудной зоны 2 содержат пониженные концентрации РЗЭ по сравнению с этими минералами других рудных зон. В пределах рудных зон наметились вариации распределения РЗЭ в зависимости от минерального состава прожилков. Скорее всего, это связано с вариациями температуры минералообразования. Обогащение тяжелыми лантаноидами наблюдается при более низких температурах, что согласуется с более эффективным комплексообразованием РЗЭ в этих условиях. Кальцит обогащен легкими лантаноидами, в области легких РЗЭ спектр горизонтален (La/Sm = 1,0-1,5), а среди тяжелых РЗЭ отмечается значимая дифференциация (Gd/Yb = 6,5-14,4). В нем наблюдается отрицательная аномалия европия (Eu/Eu\* = 0,3-0,5).

Для Мангазейского месторождения изучено распределение РЗЭ в сидерите касситерит-сульфидной (сидерит I) и сереброполиметаллической (сидерит II) типов минерализации, а также в анкерите и кальците. По сравнению с Аркачаном на Мангазейском месторождении концентрации лантаноидов в карбонатах ниже. И в раннем, и в позднем сидерите уровень концентраций лантаноидов одинаков (0,5–5 г/т); для сидеритов обоих объектов характерно обогащение тяжелыми лантаноидами (La/Yb = 0,01–0,9) и положительная аномалия европия. Для анкерита суммарные концентрации РЗЭ выше – 30–238 г/т, он обогащен легкими лантаноидами – La/Yb = 1,5–3,2 и имеет более ярко выраженную положительную аномалию европия. Кальцит содержит 65–130 г/т ΣРЗЭ.

Таким образом, изучение распределения РЗЭ в породах и минералах крупных месторождений разных генетических типов в одной металлогенической зоне дает основание сделать следующие выводы:

 уровень концентраций РЗЭ во вмещающих породах одинаков для обоих месторождений. Относительно неизмененных разностей в измененных породах происходит увеличение суммарных концентраций РЗЭ;

– величина отношения La/Yb указывает на преобладание процессов сорбции лантаноидов во флюиде при изменении пород и при образовании кварца рудных жил; при кристаллизации карбонатов возрастает роль механизмов комплексообразования;

карбонаты месторождения Мангазейское характеризуются невысокими содержаниями РЗЭ по сравнению с карбонатами месторождения Аркачан. Распределение РЗЭ в карбонатах месторождения Мангазейское определяется кристаллохимическим

контролем, тогда как для карбонатов месторождения Аркачан оно вероятно зависит от состава гидротермального флюида;

– во всех карбонатах Мангазейского месторождения обнаружена положительная аномалия европия, что свидетельствует о низкотемпературных (<200 °C) условиях их образования. На месторождении Аркачан и для карбонатов, и для кварца характерна отрицательная аномалия европия, что указывает на более высокую температуру рудообразующих флюидов >200 °C.

– значимая отрицательная аномалия Се в раннем сидерите свидетельствует об окисленной природе растворов касситерит-сульфидного этапа месторождения Мангазейское.

Работа выполнена при поддержке проектов: РНФ – 14-17-00465; РФФИ – 12-05-623a, 12-05-98506-р\_восток\_а

## ОБ ИНТРУЗИВНО-МАГМАТИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ОРУДЕНЕНИЯ КАЗАХСТАНА

#### Е.А. Виноградова

ТОО «Жамбыл Дидар», 080617, пос. Мирный, ул. Гагарина 7, Казахстан

Выделены обстановки, в которых проявляются рудоносные интрузивные комплексы. Прослежена связь с ними месторождений полезных ископаемых Казахстана. вольфрам, гранитоиды, золото, интрузии, Казахстан, магматизм, медь

## ABOUT INTRUSIVE-MAGMATIC CONTROL OF VARIOUS TYPES OF MINERALIZATION OF KAZAKHSTAN

## E.A. Vinogradova

Situations in which ore-bearing intrusive complexes are shown are allocated. Communication of mineral deposits of Kazakhstan with them is tracked.

tungsten, granitoids, gold, intrusions, Kazakhstan, magmatism, copper

Обстановки океанского и задугового спрединга с формированием офиолитовых ассоциаций (венд – девон). Магматогенные месторождения хромитов, автометаморфогенные – хризотил-асбеста, родингита и нефрита. Возраст офиолитов в каждом конкретном случае зависит от времени проявления спрединга в каждой отдельно взятой структурно-формационной зоне.

Постколлизионные обстановки проявления рудоносных интрузивных комплексов и серий. Прослеживается несколько разновозрастных этапов возникновения рудных месторождений, связанных с конкретными типами интрузивных пород, которые сформировались после становления ранне- и среднепалеозойских коллизионных массивов габбро-диорит-гранодиоритовых и тоналит-плагиогранитовых и ранних постколлизионных (орогенных) крупных батолитоподобных гранитовых (D<sub>3</sub>), габбро-диорит-гранитовых (P<sub>1</sub>), лейкогранитовых (P<sub>1</sub>) плутонов. Первые два этапа связаны с поднятием мантийных плюмов (P<sub>1</sub> и T), третий – с заложением недоразвившихся континентальных рифтов (T-J<sub>1</sub>?), четвертый (J<sub>1</sub>) – с поздней активизацией, вероятно, являющейся отражением процессов, происходивших в мезозое на территории Монголии и Забайкалья.

Этап ранней активизации (P) характеризуется широким развитием Cu-Mo, Au, и Mo-W оруденения и связывается с влиянием крупного Таримского мантийного плюма, который был причиной трапповых излияний (295–270 млн лет) [7] на Таримской платформе и проявления рудоносных интрузивных комплексов в ее обрамлении. В Казахстане такие интрузивные комплексы наиболее ярко выражены в восточных и южных регионах, но ареал их распространения охватывает также почти весь Центральный Казахстан, где преобладают наиболее поздние гранитоидные их разновидности. В целом, развитие интрузивного магматизма этого этапа в Казахстане выглядит следующим образом: недифференцированные и дифференцированные с Cu-Ni с Pt оруденением (Максут, Камкор) ультрамафит-мафитовые малые тела; первично-магматическое оруденение самородной меди в трахибазальтах ассельской кызылкиинской свиты (Анненское)  $\rightarrow$  Au-As оруденение (Бакырчик, Суздальское, Большевик, Долинное)  $\rightarrow$  Na-K монцогаббро-монцодиорит-гранодиорит-сиенит-гранитовая серия – кокдомбакский, торангалыкский и узунсу-карасуйский комплексы (Cu-Mo порфировое, иногда с Au оруденение – Коунрад, Актогай, Шатырколь и др.)  $\rightarrow$  щелочная Na-K нордмаркит-сиенит-лейкогранитовая серия (317–278 млн лет, определен K-Ar методом по четырем минералам [2])  $\rightarrow$  Na-K субщелочная гранит-лейкогранитовая (P<sub>2-3</sub>, около 255–260 млн лет) – W-Mo и W с Bi оруденение (Коктенколь, Акчатау, Катпар, Байназар и др.)  $\rightarrow$  аляскитовый комплекс (баканасский, кызылрайский – P<sub>3</sub>).

Этап второй активизации  $(P_3-T)$  по времени проявления соответствует внедрению мантийного суперплюма Сибирского кратона и охарактеризован развитием покровов оливиновых базальтов и контрастной трахибазальт-риолитовой серии в северной части Казахстана (Торгай, обрамление Кокчетавской «глыбы») и многочисленными интрузиями разнообразных по составу пород, достаточно широко развитых в регионах южнее и западнее областей наземного траппового магматизма. Эти образования слабо изучены современными геохронологическими методами, далеко не всегда выделялись в отдельные комплексы, а полученные по ним мезозойские датировки часто считались ошибочными. Очень мало внимания уделялось поясовым дайкам. Мы изучали интрузивные образования Центрального и Южного Казахстана с использованием методики Г.Л. Добрецова [6], основанной на вещественном подходе к их расчленению с приоритетом полевых наблюдений контактов тел. Это позволило выделить на примере базового Бетпакдала-Шу-Илийского региона и прилегающих к нему районов ряд комплексов, проявившихся позже позднепермского аляскитового. В результате анализа материалов предшествующих исследователей [10, 11, 12, 13, 16] по другим регионам Казахстана и их сопоставления с полученными нами данными составлена схема магматизма постколлизионного этапа [3]. Схема дополнялась по мере поступления новых данных полевых наблюдений, что дало возможность уточнить состав интрузивных комплексов и серий.

Щелочные лейцитовые ультрамафит-сиенитовые интрузии и вулканиты начальной стадии внедрения ( $P_3-T_1$ ) известны в Южном (даубабинская свита и массивы Каинды и Ирису) и Северном Казахстане (щелочные массивы Ишимской Луки – ранние внедрения). Вероятно, то же время сформировался уникальный для Казахстана щелочно-ультраосновной с карбонатитами красномайский комплекс Кокчетавского поднятия. В Ерементауском антиклинории (Северный Казахстан) проявлена пермотриасовая контрастная трахибазальтриолитовая формация [1], а восточнее – семейтауский вулканоплутонический комплекс, возраст которого по остатками флоры [4] и геохронологическим датировкам Ar-Ar методом 248,2  $\pm$  2 и 248,2  $\pm$  0,5 млн лет [8]. В гранитизированных блоках Центрального Казахстана и Шу-Илийского региона широко развиты поясовые дайки K-Na гранодиорит- и гранит-порфиров и более поздних вогезитов, которые пересекают все гранитоиды предыдущего этапа и предшествуют дайкам долеритовой серии.

Следующая стадия (Т<sub>1</sub>) представлена оливиновыми базальтами, пикритами и долеритами повышенной щелочности и, реже, меймечитами обрамления Кокчетавского поднятия [1], базальтами, переслаивающимися с осадочными породами туринской серии Торгая (их возраст по фаунистическим остаткам датируется нижним – средним триасом [5]. Цепочки субвулканических малых тел и даек долеритов, пикродолеритов, реже лейкодолеритов и базальтов прослеживаются вдоль долгоживущих глубинных разломов далеко на юг и юго-восток от областей развития наземного вулканизма (Улытау, Жалаир-Найманская зона, западное обрамление Шуйского «поднятия»). С базальтами покровной фации эти породы роднит повышенная Na щелочность и высокая титанистость (1-2,6 % TiO<sub>2</sub>). В гранитизированных блоках развиты дайки долеритов и лейкодолеритов с К-Na типом щелочности. В пикродолеритах Северной Бетпакдалы нами в тяжелой фракции протолочных проб было установлено самородное Аи в ассоциации с хромитом, самородный Рь и стибнид Рь. В ряде долеритовых даек Юго-Западного Прибалхашья повышено содержание Au, а в одной из них обнаружены сульфидные «капли» пирит-пирротинового состава диаметром до 1 см. Однако промышленные запасы золота связаны с кварцевыми жилами, образовавшимися позже долеритов. Вероятно, в пределах Кокчетавского блока к этому же этапу относятся дифференцированные штоки и лополиты златогорского комплекса перидотит-пироксенит-норитового типа, с которыми связана первично-магматическая Си-Co-Ni минерализация Златогорского месторождения и ряд проявлений Ni, Co, Cu, Au, Pt, Ag.

Следующая стадия (T<sub>2-3</sub>) – внедрение перидотит-норит-монцонит-сиенит-гранитпорфировой серии, в составе которой содержатся высокомагнезиальные (28–30 % MgO) перидотиты, габбро, лейкогаббронориты, габброэссекситы, монцониты, минетты, монцодиориты, гранодиориты, сиениты, кварцевые сиениты, гранит-порфиры. Породы серии слагают небольшие самостоятельные дифференцированные интрузивы, монопородные дайки, силлы, штоки, а также участвуют в строении небольших полихронных массивов (Ирисуйский и Ишимский узлы). Для серии характерны повышенные К-Na щелочность и содержания Ti, а также автомагматические брекчии. Для метасоматитов, связанных с интрузивами серии весьма характерно наличие минералов бора – турмалина, дюмортьерита, датолита, аксинита, флюоборита.

С перидотитами И габброидами серии гистеромагматические связаны титаномагнетитовые месторождения с V и в ряде случаев с Pd: Тымлай (Шу-Илийский регион), Велиховское, Горюнское, Херсонкое (Сакмарская зона), Качарское в апогаббровых магнезиоферритовое Pt метасоматитах И железорудное с Коржинкульское в автомагматических брекчиях диоритов (Валерьяновская зона, Торгай). С более кислыми породами серии связаны Си-порфировые, Си и Fe-Си скарновые месторождения: Саякская группа, Беркара (Северное Прибалхашье), Бенкала (Валерьяновская зона), Ирису (Каратау). Полученные ранее свинцовым методом наряду с более древними (от D до P) триасовые датировки (202-250 млн лет) сульфидов из многих медных месторождений Центрального Казахстана [9] не объяснены геологически. Кроме того, вызывало споры положение рудогенерирующих интрузивных пород: до или после аляскитов Р<sub>3</sub>? При анализе материалов

предшествующих исследователей [10] автору удалось уловить одно существенное отличие: доаляскитовая кокдомбакская серия (P1) имеет Na-K тип щелочности, а посталяскитовые породы в целом схожи с кокдомбакскими калий-натриевый, что свидетельствует о наличии другой (в данном случае более «молодой») интрузивной серии. Возраст руд стратиформного месторождения Жезказган более поздний (Re-Os - 210 ± 30 млн лет, Pb-Pb - 250-260 млн лет), чем вмещающих их пород ( $C_{2-3}$ ) [15]. Об эндогенной природе руд Жезказгана говорит такой же набор элементов-примесей, как и в медно-порфировых месторождениях (Re, Ni, Co, Os, Ag), а о высокой температуре рудообразующих растворов и отсутствии пострудного метаморфизма – наличие в рудах закаленных минеральных твердых растворов халькопирит-борнит-дигенита (не ниже 250-300 °С) и кубической модификации халькопирита – путоранита (выше 550 °C) [17]. Месторождение располагается в югозапалной части кольцевого линеамента, хорошо заметного на мелкомасштабных космических снимках. Это дает возможность предполагать интрузивный контроль оруденения.

Золотокварцевые месторождения Шу-Илийского региона по взаимоотношениям с вмещающими породами являются постраннетриасовыми. Рудные жилы месторождений Алтынсай, Мынарал и Гагаринское располагаются в бортах долеритовых даек, подвергшихся околорудной пропилитизации. На месторождении Карьерное (Акбакайский узел) руда наложена на дайки вогезитов. Возраст серицита из рудных жил месторождения Акбакай, определенный по данным K-Ar метода, 210–232 млн лет [14]. В регионе найдены ортоклазовые лейкогаббронориты, близкие по составу к степнякитам, но отличающиеся от них большей железистостью и более высокими содержаниями Ті и Р. В Каракамысском массиве дайка этих пород прорывает лейкограниты P<sub>1</sub> и аляскиты P<sub>3</sub> и сечет дайки вогезитов и долеритов. В экзоконтактах дайки граниты окварцованы и пиритизированы, иногда непосредственно в контакте наблюдаются скопления сульфидов – сфалерита и галенита. Как сами лейкогаббронориты, так и измененные вмещающие граниты содержат до 0,08 г/т золота. На месторождении Акбакай в 1977 г. подземной выработкой была вскрыта дайка минетты, выполняющая центральную часть рудной кварцевой жилы и сама несущая тонкую густую вкрапленность золотосодержащих сульфидов. Это свидетельствует о сложном многостадийном процессе рудообразования и интрузивном источнике рудного вещества. Интрузивный контроль оруденения на месторождении Акбакай не отрицался и ранее, но рудогенерирующим комплексом считался девонский кызылжартасский, вмещающий рудные тела. Нашими работами было установлено, что кызылжартасский комплекс не является единым комплексом, а представляет собой смесь двух разновозрастных И разноформационных диоритовых комплексов: широко развитого В регионе раннепалеозойского крупнозернистого порфировидного коллизионного (относившегося к первой фазе кызылжартасского) и более позднего средне- и мелкозернистого также порфировидного аналога раннепермского кокдомбакского (поздние фазы В кызылжартасском). Не исключено, что часть оруденения Акбакайского месторождения может быть связана с раннепермским этапом.

Позже внедрялись К-Na щелочные и нефелиновые сиениты (массивы Ишимской Луки, Ирису, Карсакпай, Лосевский), а следом за ними щелочные лейкограниты ( $T_2$ ?) с соотношением Na:K  $\approx$  1:1. Щелочным лейкогранитам предшествует комплекс субщелочных лейкогранитов (взаимоотношения в массивах Жельтау и Какпатас, Шу-Или). За ним следуют два комплекса щелочных эгириновых и щелочных амфиболовых лейкогранитов, взаимоотношения которых между собой не установлены. С гребневидным выступом амфиболовых лейкогранитов связано Та-Nb проявление. Возможно, что массивы Эспинский и Тлеумбетский в Шынгыз-Тарбагатае также сформировались в эту стадию. Завершают серию щелочные аляскиты ( $T_3$ ), аналогичные актюзским (215–225 млн лет). С ними связаны месторождения TR, Th, Pb (Актюз, Киргизия), флюорита (Куланкетпес, Белопятнышковое, Шу-Или; Таскайнар, Кастек). Вероятно, еще более поздними являются K-Na субщелочные микроклин-альбитовые лейкограниты, с которыми связана минерализация Be, Mo, Bi, Nb и месторождения изумрудов Куу и Дельбегетей.

**Рифтогенный этап** ( $T_3$ – $J_1$ ?) представлен дайками и диатремами существенно калиевых мелилитовых пикритов, фергуситов и шонкинитов, трассирующих широтный линеамент, который фиксируется на мелкомасштабных космических снимках. Пояс прослеживается от центральной части Шуйского «поднятия» (Сарыкамысская группа даек и диатрем) до Юго-Западного Прибалхашья и устья р. Или. В пределах пояса расположен Сарой-Андасайский район, в котором в 1940-х гг. в рыхлых отложениях было найдено пять прозрачных алмазов весом от 0,008 до 0,8 карата. Подобные породы кроме того были обнаружены на юге хр. Каратау, в гальке Бижейского карьера (Юго-Восточный Казахстан), в Северном Бетпакдале, в районе оз. Кушмурун в Торгае, на Кокчетавском поднятии. Сарыкамысская группа прорывает бетпакдалинскую свиту D<sub>2–3</sub>, в Юго-Западном Прибалхашье фергуситы рвут дайки вогезитов и долеритов. По данным бурения диатрема Сарыкамыс I прорвана дайкой мелкозернистых лейкократовых гранитов. Породы комплекса в целом близки к алмазоносным породам Урала.

Этап поздней активизации ( $J_1$ ) представлен гранитоидами, развитыми в Бетпакдала-Шу-Илийском регионе, в юго-западной части Центрального и Восточного Казахстана, и, возможно, в Кокчетавском блоке. Последовательность и возраст серий требуют уточнения. Развитие гранитоидного магматизма представляется следующим образом: Na-K адамеллитлейкогранитовая серия (Джунгария)  $\rightarrow$  K-Na субщелочная лейкогранитовая серия: Sn, Nb, Ta (Юж. Атасу, Сарымбет)  $\rightarrow$  Na-K серия субщелочных и амазонитовых микроклин-альбитовых лейкогранитов: Sn, W, Be, Mo, Bi, (Ta, Nb, Li) – Караоба, Кенг-Киик, Майкуль, Каракамыс  $\rightarrow$ Li-F микроклин-альбитовых гранитов: Li, Rb, Cs, Sn, Ta, Be (Восточный Казахстан), флюорит (Солнечное, Центральный Казахстан).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Абдулкабирова М.А.</u> Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975. 240 с.

2. <u>Белов В.А.</u>, Добрецов Г.Л. Щелочно-салические интрузивные комплексы Западного Тарбагатая // Гранитоиды складчатых областей. Вопросы региональной геологии, генезиса, методики картирования. СПб., 1993. С. 103–112.

3. <u>Виноградова Е.А.</u> Новый подход к расчленению интрузивных образований Казахстана и его значение для палеотектонических и металлогенических исследований // Изв. НАН РК, 2011. № 2. С.63–76.

4. <u>Геологическая карта</u> Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Восточно-Казахстанская серия: Объяснительная записка. Алма-Ата, 1979. 184 с.

5. <u>Геологическая карта</u> Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия тургайскомугоджарская: Объяснительная записка. Алма-Ата, 1980. 228 с.

6. <u>Добрецов Г.Л.</u>, Лесков С.А., Марин Ю.Б. Принципы расчленения и картирования гранитоидных интрузий: Методические рекомендации. Л., 1988. 61 с.

7. <u>Добрецов Н.Л.</u>, Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометальных месторождений. // Геология и геофизика, 2010. Т. 51, № 9. С. 1159–1187.

8. <u>Ермолов П.В.</u>, Жолтаев Г.Ж., Жаутиков Т.М. Геология и металлогения Казахстана с позиций современных научных концепций // Изв. НАН РК, 2011. № 2. С. 4–16.

9. <u>Колесников В.В.</u> Месторождения цветных металлов. Серия: Балхашский сегмент. Алма-Ата: Гылым, 1991. 192 с.

10. <u>Магматические</u> комплексы Казахстана. Джунгаро-Балхашская складчатая система. Алма-Ата: Наука, 1983. 216 с.

11. <u>Магматические</u> комплексы Казахстана. Кокчетав-Северо-Тяньшаньская складчатая система. Алма-Ата: Наука, 1983. 236 с.

12. <u>Магматические</u> комплексы Казахстана. Чингиз-Тарбагатайская складчатая система. Алма-Ата: Наука, 1982. 168 с.

13. <u>Магматические</u> комплексы Казахстана.Уральская и Зайсанская складчатые системы. Алма-Ата: Наука, 1983.216 с.

14.. <u>Металлогения</u> Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд золота. Алма-Ата: Наука, 1978. – 192 с.

15. <u>Металлогения</u> Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд меди. Алма-Ата: Наука, 1980. 224 с.

16. <u>Нурлыбаев А.Н.</u> Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1973. 296 с.

17. <u>Сатпаева М.К.</u> Жезказган: от изучения минералогии руд к поискам скрытых залежей и месторождений // Геология Казахстана. Алматы, 2008. С. 259–278.

УДК 553.04+553.777

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТЕНДЕНЦИИ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ЛИТИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И НА ЕЕ ДНЕВНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

А.Г. Владимиров<sup>1,2,3</sup>, В.Е. Загорский<sup>4</sup>, С.Л. Шварцев<sup>5</sup>, В.П. Исупов<sup>6</sup>, С.З. Смирнов<sup>1,2</sup>, С.В. Алексеев<sup>7</sup>, Л.П. Алексеева<sup>7</sup>, Н.И. Волкова<sup>1,2</sup>, И.Ф. Гертнер<sup>2</sup>, В.М. Макагон<sup>4</sup>, Л.Г. Кузнецова<sup>4</sup>, И.Ю. Анникова<sup>1,2</sup>, М.Н. Колпакова<sup>5</sup>, Е.И. Михеев<sup>1,2</sup>, П.Д. Котлер<sup>1,2</sup>,

**О.А.** Гаврюшкина<sup>1,3</sup>

1– Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия;

2-Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, Россия

3- Томский государственный университет634050, г. Томск, пр. Ленина, 36,

4– ИГХ СО РАН (Иркутск) 664033, г. Иркутск, а/я 304, ул. Фаворского, 1А

5-ИНГГ СО РАН (Томский филиал), 634021, Томск, пр. Академический, 4

6-ИХТТМ СО РАН630128, г. Новосибирск, ул. Кутателадзе, 18.

7-ИЗК СО РАН (Иркутск) 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128

Рассматривается поведение одного из технологически важнейших редких элементов – лития в природных системах: гранитно-пегматитовых, подземных рассолах и саларах. Главными промышленными источниками лития являются сподуменовые пегматиты и рапа соляных озер. Настоящая статья представляет собой краткий обзор новейших материалов по Сибири и другим регионам мира, включая авторские данные, в которых охарактеризована геолого-структурная позиция крупных полей сподумен-пегматитовых месторождений, литиеносных подземных рассолов и соленых озер (саларов), которые имеют промышленные концентрации Li<sub>2</sub>O и сопутствующих редких элементов (в сподуменовых пегматитах – Ta, Nb, Rb, Cs, в гидроминеральных источниках – B, Br, U, As и др.). Главное внимание уделено анализу коррелятивных связей геологических комплексов (формаций) и геодинамических обстановок их формирования. Сделан вывод о том, что динамика формирования гигантских месторождений лития, вероятнее всего, обусловлена двумя факторами: 1) концентрированием Li<sub>2</sub>O в редкометалльных гранитно-пегматитовых расплавах и метасоматитах на глубинных уровнях земной коры; 2) привносом Li<sub>2</sub>O из мантии в составе контрастных субщелочных рудно-магматических систем (через гидротермы и травертины на дневную поверхность).

литий, геохимия магматических пород, месторождения сподуменовых пегматитов, подземные рассолы, рапа соляных озер, геодинамика, гидрогеохимия

# GEOCHEMICAL TRENDCIES OF LITHIUM CONCENTRATION IN THE EARTH'S CRUST AND ABOVE ITS GROUND SURFACE

## A.G. Vladimirov, V.Ye. Zagorsky, S.L.Shvarcev, V.P. Isupov, S.Z. Smirnov, S.V. Alekseev, L.P. Alekseeva, N.I. Volkova, I.F. Gertner, V.M. Makagon, L.G. Kyznecova, I.U. Annikova, M.N. Kolpakova, E.I. Mikheev, P.D. Kotler, O.A. Gavrushkina

The article examines the behavior of one of the technologically most important trace elements – lithium in natural systems: granitic pegmatite, subsurface brines and salars. Major sources of lithium are spodumene pegmatites and brine of salt lakes. This article is a brief overview of the latest materials in Siberia and other regions of the world, including copyright data, which is characterized by geological and structural position of the major fields of spodumene-pegmatite deposits underground lithium brines, and salt

lakes (salars) which have industrial concentration of lithium and related rare elements (in spodumene pegmatites – Ta, Nb, Rb, Cs, in hydromineral sources – B, Br, U, As, etc.). The main attention is paid to the analysis of correlative links geological complexes (formations) and geodynamic conditions of their formation. Concluded that the dynamics of the formation of huge deposits of lithium is likely due to two factors: 1) the concentration of lithium in the rare-metal granitic pegmatite melts and metasomatites on deep crustal levels; 2) the influx of mantle lithium comprising contrast subalkalic ore-magmatic systems (through fluids and travertines to the the earth's surface).

lithium, geochemistry of igneous rocks, deposits of spodumene pegmatites, underground brines, brine of salt lakes, geodynamics, hydrogeochemistry

Литий – один из технологически важнейших редких элементов. Главными промышленными источниками лития являются сподуменовые пегматиты и рапа соляных озер. В пегматитах он приобретает статус породообразующего элемента, конкурируя с натрием и калием. Содержания Li<sub>2</sub>O в сподуменовых пегматитах составляют первые проценты, достигая в отдельных участках тел 3–4 мас.%. Столь высокая степень концентрирования Li<sub>2</sub>O требует особых геологических условий для формирования пегматитов, вероятнее всего с участием мантийной компоненты. Промышленные концентрации Li<sub>2</sub>O в подземных рассолах и рапе соляных озер 25–300 мг/л и выше, достигая в саларах 1000–7000 мг/л, а запасы Li<sub>2</sub>O в некоторых саларах Южной Америки достигают 5–6 млн т, что также ставит вопрос о мантийном источнике этого элемента.

## КРУПНЫЕ ПОЛЯ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса во временном интервале от докембрия до позднего мезозоя установлена тесная связь крупных полей сподуменовых пегматитов с обстановками растяжения континентальной литосферы, а их четкая корреляция со статистическими пиками плюмовой активности позволяет предполагать мантийное происхождение лития (рис. 1).

Для образования пегматитов важным благоприятным фактором является наличие мощной зрелой коры, которая трассируется глубоко проникающими (вплоть до верхней мантии) длительно действующими тектоническими структурами, облегчающими воздействие глубинных источников энергии и вещества на коровые очаги гранито- и пегматитообразования [2, 3, 7].

В случаях значительного временного разрыва (от первых десятков до сотен миллионов лет) между сподуменовыми пегматитами и гранитами, с которыми они пространственно ассоциируют, целесообразно выделять *самостоятельный пегматитовый этап* в истории магматизма пегматитоносных регионов [7, 8]. Сподуменовые пегматиты могут быть следствием воздействия на земную кору термохимических плюмов, инициирующих формирование крупных изверженных и литиевых металлогенических провинций [3, 5, 6, 15, 16].





Фоновая (мировая) шкала крупных изверженных провинций (LIP) на представленной гистограмме отвечает [15] с дополнениями [2, 6, 7, 13, 14]. Крупные изверженные провинции (LIP) Южной Сибири и Восточного Казахстана, отвечающие фанерозойскому возрасту: *1* – Алтае-Саянская, *2* – Минусинская, *3* – Калба-Нарымская, *4* – Коктогайская, *5* – Восточно-Забайкальская

## ЛИТИЕНОСНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ РАССОЛЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

подземные Литиеносные приурочены к рассолы осадочным толщам позднедокембрийского – кембрийского возрастов [1]. Распространение рассолов четко коррелируется с присутствием в разрезах каменной соли: в Иркутской области по отношению к пластам каменной соли выделяются подсолевая (терригенная), соленосная (галогенная) и надсолевая (карбонатная) гидрогеологические формации. Первая (V-C<sub>1</sub>), мощностью от 500-1000 до 2000-2500 м, залегает на фундаменте Сибирской платформы и сложена отложениями ушаковской и мотской свит нижнего кембрия и рифея. Водовмещающими для нее являются песчаники, доломиты и доломито-ангидриты. В этой формации отчетливо выражена гидрогеохимическая инверсия, свойственная Ангаро-Ленскому артезианскому бассейну: в подсолевых горизонтах минерализация рассолов меньше, чем в рассолах перекрывающей соленосной толщи. Ее значения изменяются от 360 до 420 г/л. В верхней части верхнемотской подсвиты вскрыты предельно насыщенные рассолы с минерализацией 518 г/л (Кийская площадь). Состав рассолов в подсолевой гидрогеологической формации преимущественно хлоридный магниево-кальциевый и реже кальциево-натриевый.

Соленосная (галогенная) гидрогеологическая формация (Є<sub>1</sub>) охватывает отложения усольской, бельской, булайской и ангарской свит раннего кембрия. На долю пластов каменной соли приходится более половины их суммарной мощности. Глубина залегания соленосной формации 600–2500 м. Водовмещающие отложения имеют значительную мощность (1500–2000 м) и представлены трещиноватыми и кавернозными доломитами, известняками. Характерно развитие крепких, весьма крепких и предельно насыщенных рассолов. По химическому составу они относятся к хлоридным магниево-кальциевым, реже кальциевым со средней минерализацией 270–500 г/л, максимальной 631 г/л.

## ЛИТИЕНОСНЫЕ САЛАРЫ И СОЛЕНЫЕ ОЗЕРА

Условия формирования саларов Южной Америки, Тибета и соленых озер Монголии, анализ которых приведен в [4, 11, 12], позволяют сделать следующий вывод. Содержания Li<sub>2</sub>O в водах конечных водоемов стока определяются литиеносностью питающих наземных и подземных вод, степенью минерализации рассолов, тектоновулканической активностью районов и климатическим режимом, который мог приводить к неоднократной садке легкорастворимых солей и, соответственно, обогащению литием остаточной рапы. Примером, иллюстрирующим эти выводы, является классический геологический разрез через салар де Атакама (Чили) (рис. 2).



# Рис. 2. Геологический разрез «Тихий океан – Высокие Анды», иллюстрирующий динамику формирования литиеносных высокоминерализованных вод салара де Атакама [11]

Цифрами в кружках обозначены географические и геологические единицы: 1 – акватория Тихого океана; 2 – Береговой хребет, нерасчлененный; 3–4 – пустыня Атакама: 3 – салары, 4 – конусы выноса предгорьев Кордильер; 5 – Предкордильеры (хребет Домейко); 6–7 – предандские депрессии: 6 – Кордильера-де-ла-Саль, 7 – Салар де Атакама; 8–10 – Высокие Анды: 8 – кристаллическое основание, 9 – ингимбриты кислого состава, 10 – стратовулканы; 11 – современные салары; 12 – предполагаемые захороненные салары в Высоких Андах

Впадины тектонического происхождения, которые занимает салар, а также сопряженные с ним бессточные котловины – естественные геоморфологические и структурные ловушки, в которых идет аккумуляция легкоподвижных и легкорастворимых компонентов, включая Li. В этом смысле из изученных авторами объектов эталонотипным

является высокоминерализованное оз. Давсан нуур (северо-западная Монголия), для которого доказана тесная пространственная связь с рифтогенной вулканической структурой кайнозойского возраста [3, 9, 10].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные геохимические и гидрогеохимические материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Литиевые металлогенические провинции на глубинных уровнях земной коры представляют собой автономные очаговые ареалы, для которых предполагается связь с мантийно-коровым магматизмом и сдвигово-раздвиговыми деформациями литосферы, дренирующими весь разрез земной коры вплоть до верхней мантии. На дневной поверхности литиевые провинции представлены саларами и высокоминерализованными озерами, образующимися за счет кислотного выщелачивания вулканических пород шошонит-латит-К-риолитовых серий, имеющих мантийно-коровое происхождение.

2. Динамика формирования гигантских месторождений лития, вероятнее всего, обусловлена двумя факторами: а) концентрированием Li<sub>2</sub>O в редкометалльных гранитнопегматитовых расплавах и метасоматитах на глубинных уровнях земной коры; б) привносом Li<sub>2</sub>O из мантии в составе контрастных субщелочных рудно-магматических систем (через гидротермы и травертины на дневную поверхность).

Работа выполнена при финансовой поддержке междисциплинарных и партнерских проектов № 77, 110, 123 Президиума СО РАН, Программы повышения конкурентоспособности Томского государственного университета, а также проектов РФФИ № 12-05-31470, 13-05-01075, 14-05-00747.

## ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Алексеев С.В.</u>, Алексеева Л.П., Вахромеев А.Г. и др. Литиевые подземные воды Иркутской области и Западной Якутии // Химия в интересах устойчивого развития, 2012. Т. 20. № 1. С. 27–33.

2. <u>Владимиров А.Г.</u>, Ляхов Н.З., Загорский В.Е. и др. Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири // Химия в интересах устойчивого развития, 2012. Т. 20. № 1. С. 3–20.

3. <u>Владимиров А.Г.</u>, Загорский В.Е., Волкова И.Н. и др. Литиевые металлогенические провинции и их взаимосвязь с плюмовой активностью в литосфере // Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии: Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 40-летию Геологического института СО РАН (Улан-Удэ, 26–31 августа 2013 г.). Улан-Удэ: Экос, 2013. С. 68–72.

4. <u>Волкова Н.И.</u>, Владимиров А.Г., Исупов В.П. и др. Литиевые соляные озера Южной Америки и Центральной Азии // Химия в интересах устойчивого развития, 2012. Т. 20. № 1. С. 21–27.

5. <u>Добрецов Н.Л.</u>, Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. и др. Параметры горячих точек и термохимических плюмов в процессе подъема и излияния // Петрология, 2006. Т. 14. № 5. С. 508–523.

6. <u>Добрецов Н.Л.</u>, Борисенко А.С., Изох А.Э. и др. Термохронологическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.

7. <u>Загорский В.Е.</u>, Владимиров А.Г., Макагон В.М. и др. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизионных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2014. № 2. С. 237–251.

8. <u>Загорский В.Е.</u>, Макагон В.М. Проблемы петрологии пегматитовых месторождений редких металлов // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Материалы конференции. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2005. Т. 1. С. 56–59.

9. <u>Исупов В.П.</u>, Владимиров А.Г., Шварцев С.Л. и др. Химический состав и гидроминеральные ресурсы соленых озер Северо-Западной Монголии // Химия в интересах устойчивого развития, 2011. Т. 19, № 2. С. 141–150.

10. <u>Колпакова М.Н.</u> Геохимия солёных озёр Западной Монголии // Автореферат канд. дисс. Томск, 2014. 21 с.

11. <u>Романюк Т.В.</u>, Ткачев А.В. Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых неоген-четвертичных бор-литиеносных провинций. М.: Светоч Плюс, 2010. 304 с.

12. <u>Шварцев С.Л.</u>, Исупов В.П., Владимиров А.Г. и др. Литий и уран в бессточных озёрах Западной Монголии // Химия в интересах устойчивого развития, 2012. Т. 20. № 1. С. 43–49.

13. <u>Ярмолюк В.В.</u>, Коваленко В.И. Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 12. С. 1260–1274.

14. <u>Ярмолюк В.А.</u>, Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений, 2012. Т. 54. № 5. С. 375–399.

15. <u>Abbott D.H.</u>, Isley A.E. The intensity, occourrence, and duration of superplume events and eras over geological time // Journal of Geodynamics 34 (2002). P. 265-307.

16. <u>Vladimirov A.G.</u>, Zagorsky V.E., Volkova N.I. et al. Geodynamic settings of lithium deposits formation // International symposium Lakge Igneous provinces of Asia Mantle plumes and metallogeny. Hanoi, Vietnam, November 8-9, 2013. P. 33–36.

## РУДОГЕННЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ

## В.Г. Ворошилов

Томский Политехнический Университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина 30, Россия

Рассмотрены особенности строения аномальных геохимических полей золоторудных месторождений Сибири. Показано, что золотое оруденение сопровождается аномальными геохимическими полями концентрически-зонального строения с накоплением Au, Cu, Bi, Ag, As, Pb, Zn, Te в центре структур, a Ni, Co, Cr, V, Ti по их периферии. Предложена методика ранжирования рудогенных геохимических полей, минимизирующая влияние ландшафтных условий ведения поисковых работ.

золоторудные месторождения, аномальные геохимические поля, интерпретация геохимических данных, вихревые структуры

## ORE GENIC GEOCHEMICAL FIELDS OF HYDROTHERMAL GOLD-ORE DEPOSITS IN SIBERIA

## V.G. Voroshilov

In this paper the morphology of abnormal geochemical fields of gold deposits of Siberia are reviewed. It was shown that gold precipitation is accompanied with abnormal geochemical fields that have concentric zonal structure with increase of Au, Cu, Bi, Ag, As, Pb, Zn, Te in central part of structures, and Ni, Co, Cr, V, Ti at their periphery. The ranking method of ore geochemical fields, minimizing the influence of landscape conditions for prospecting is suggested.

gold deposits, anomalous geochemical fields, the interpretation of geochemical data, vortex structures

Исследованные нами месторождения относятся к трем основным золоторудным формациям, развитым на территории Сибири: 1) золотополисульфидно-кварцевой, 2) золотоскарновой и 3) золото(мышьяковисто)-сульфидной. Кроме того, изучены геохимические поля золотосодержащих колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, традиционно относимых к золотосульфидной формации [6].

Кварцево-жильные золоторудные месторождения широко распространены в Алтае-Саянской складчатой области, и долгое время являлись основным геолого-промышленным типом коренного оруденения. Все они пространственно ассоциируют с магматическими массивами диорит-гранодиоритового состава, сопровождаются околорудными изменениями березитового типа и имеют сходный минералогический состав и близкие геохимические характеристики. Аномальные геохимические поля золотополисульфидно-кварцевой формации имеют концентрически-зональное строение с накоплением во внутренних зонах Au, Ag, Bi, Pb, Zn, Cu, Te, As. Дополнительно во внутренней зоне могут быть выделены три пространственно обособленных ассоциации: 1) Au, Ag, Bi, Te; 2) Au, Pb, Zn, Cu; 3) Au, As. Ha крупных месторождениях все они промышленно золотоносны. На мелких рудопроявлениях высокие содержания золота ассоциируют в геохимических полях только с Ag, Bi, Te из-за слабого развития полиметаллической и мышьяковой минерализаций.

Для периферии рудных тел свойственно развитие в березитах ассоциации Cr, Ni, Co, обусловленной вкрапленностью слабозолотоносного пирита. На мелких рудопроявлениях, где зональность развита слабо, эта ассоциация объединяется вместе с полиметаллической и мышьяковой.

Аномальные структуры геохимических полей  $(AC\Gamma\Pi)$ месторождений золотоскарновой формации различных минеральных типов В целом сходны И характеризуются концентрическим строением с центростремительным типом зональности. В центральных частях АСГП, к которым приурочены золоторудные тела, накапливаются золото и комплекс элементов-спутников, набор которых несколько варьирует в зависимости от типа оруденения. Внешняя граница рудных тел, в которой развита пиритовая и пиритмагнетитовая минерализация, фиксируется во всех типах месторождений ассоциацией Со, Ni, Cr, V, а по периферии АСГП и вдоль рудоконтролирующих структур накапливаются Ва, Mn, иногда Ti. Однотипно также распределение в АСГП повышенных значений показателей относительной концентрации (ОК) родственных элементов. Показатель ОК предложен в свое время Ю.Г. Шербаковым [8]. Он показывает отношение концентраций в пробе геохимически родственных элементов (например Pb/Zn), нормированных по недифференцированным хондритам.

Различия в характере пространственных взаимоотношений золота и элементовспутников обусловлены, видимо, разной степенью эволюции гидротермальной системы, в ходе которой происходит многократное экстрагирование и перераспределение золота. В наиболее завершенном виде этот процесс проявлен на месторождениях синюхинского типа. Здесь практически все золото сконцентрировано в поздней борнит-халькозиновой минерализации и тесно ассоциирует с Cu, Ag, Bi, Te. Галенит, сфалерит, арсенопирит слабозолотоносны, соответственно, Pb, Zn, As геохимических ассоциаций с золотом не образуют и типичны для периферии рудных тел. На месторождениях Майско-Лебедского рудного поля в равной степени золотоносны полиметаллическая и медно-теллуровисмутовая ассоциации. В скарново-магнетитовых месторождениях Казского рудного поля золото связано с галенит-сфалерит-халькопиритовой минерализацией, частично с пиритарсенопиритовой. Следовательно, Au ассоциирует здесь с Pb, Zn, Cu и в меньшей мере с As.

Таким образом, можно констатировать, что золото последовательно накапливалось вначале с пиритом и арсенопиритом, затем с галенитом, сфалеритом и халькопиритом и, наконец, с теллуридами и сульфосолями в ассоциации с поздними сульфидами меди. Каждый последующий процесс сопровождался перераспределением золота и относительным накоплением его в поздних ассоциациях. Обнаруженные различия в характере геохимических связей золота можно связать с разным уровнем среза гидротермальных систем ранга рудных районов. В региональном масштабе наибольшим эрозионным срезом характеризуется Казское рудное поле, наименьшим – Синюхинское, промежуточным – Майско-Лебедское.

Типичным представителем золото(мышьяковисто)-сульфидной рудной формации является Олимпиадинское месторождение Енисейского кряжа. Аномальная геохимическая структура Главного рудного тела, соответствующая по размерам рангу месторождения, имеет ярко выраженное концентрическое строение, типичное для гидротермальных месторождений: рудоподводящие структуры и внешняя периферия рудных тел маркируются ассоциацией Ni, Cr, V, во внутренней зоне концентрируются золото и комплекс наиболее тесно связанных с ним элементов-спутников. На Олимпиадинском месторождении это в основном As и Sb, в значительно меньшей мере – Ag, Cu, W. Околорудным слюдисто-карбонатно-кварцевым метасоматитам свойственно накопление Mn и Ba.

Чем масштабнее гидротермальный процесс, тем отчетливее пространственное обособление геохимических ассоциаций. На участках снижения интенсивности оруденения ассоциации частично перекрываются.

Анализ опубликованных данных показывает, что сходная зональность проявляется и на других крупнообъемных месторождениях золота прожилково-вкрапленного типа в черносланцевых толщах. В частности, на месторождениях Бакырчикского рудного района установлена тесная корреляция золота с As, Sb, Ag, W, что обусловлено ассоциацией основной массы золота с ранней пирит-арсенопиритовой минерализацией [1]. Полиметаллическая ассоциация менее золотоносна, а Co, Ni, V, Ba имеют с золотом отрицательную корреляцию и пространственно приурочены к периферии рудных тел. Для золоторудных месторождений в черносланцевых толщах Патомского нагорья геохимическая зональность сходная [7].

Геохимические поля золотосодержащих месторождений колчеданнополиметаллической формации имеют как общие для всех гидротермальных месторождений черты, так и специфические особенности. В пределах Рудного Алтая субширотные рудоконтролирующие нарушения определяются по аномальным концентрациям Ti, V, Mn. На их пересечении с тектоническими структурами северо-западного простирания формировались ареалы вулканизма, которые фиксируются в геохимическом поле ассоциациями Ni, Cr, Co (базальтоидный вулканизм) и Mo, Sn (кислые вулканиты). В металлогеническом отношении эти структуры соответствуют рангу рудных узлов. Приуроченность к ним аномальных концентраций Cu, Pb, Zn, Ag маркирует положение отдельных рудных полей и месторождений. В АСГП ранга рудных узлов золотосеребряные месторождения занимают периферическое положение. Это связано с тем, что наиболее интенсивные геохимические ореолы, определяющие положение центра АСГП, ассоциируют с базальтоидным вулканизмом, а золотосеребряное оруденение приурочено к кислым вулканитам.

В масштабах месторождений внешний контур АСГП и рудоподводящие разрывы отмечаются ассоциацией Ti, V, Cr, Co, Ni. Отношение кобальта к никелю возрастает по мере приближения к рудным телам, достигая максимума в их зальбандах и фланговых частях, где развита пирит-арсенопиритовая минерализация. Во внутренних зонах аномальных структур (рудные тела и их ближайшее окружение) накапливается широкий спектр элементов,

главным образом Cu, Pb, Zn, Ba, Ag, As, Mo. B их размещении устанавливается хорошо выраженная зональность: барий тяготеет к висячим бокам рудных тел, молибден – к лежачим, а серебро и мышьяк – к выклиниванию рудных линз по простиранию. Зональность ассоциации Cu, Pb, Zn выражается в усилении с глубиной роли вначале цинка, а затем меди. Соответственно, максимальные значения показателя OK Pb:Zn характерны для висячих боков рудных тел, причем они прослеживаются вдоль рудоконтролирующих разрывов на сотни метров в надрудное пространство. Для подрудной части также типичны аномалии показателя OK Pb:Zn, но малоинтенсивные и непротяженные.

АСГП месторождений с промышленными концентрациями золота и серебра сходны по строению, но отличаются более высокими концентрациями Ba, Ag, As, Au, Sb, Te.

Таким образом, рудогенные геохимические поля гидротермальных золоторудных месторождений имеют концентрически-зональное строение с накоплением золота в центральных частях аномальных структур. Набор халькофильных элементов-индикаторов золотого оруденения и их количественные соотношения варьируют весьма значительно, тем не менее, для конкретных типов месторождений можно выделить типоморфные геохимические ассоциации, отражающие состав золотоносных минеральных парагенезисов. Например, для месторождений золотополисульфидно-кварцевой формации Кузнецкого Алатау это Au-Cu-Pb-Zn-Ag-As, для золото(мышьяковисто)-сульфидной формации Енисейского кряжа – Au-As-Sb-W, для золото-медно-скарновых месторождений Горного Алтая – Au-Cu-Ag-Bi.

Спектр сидерофильных и литофильных элементов, образующих аномальные концентрации в геохимических полях гидротермальных месторождений золота, в целом однотипен и включает в себя Ni, Co, V, Cr, Mn, Ba, реже Ti. В большинстве случаев эти элементы обладают отчетливым пространственным антагонизмом по отношению к золоту и сопровождающим его халькофильным элементам.

В масштабах рудных узлов и районов часто информативны элементы, маркирующие рудогенерирующий магматизм: Мо, Ве, Y, Sn. Аномалии этих элементов нередко имеют кольцевой (вихревой) характер и приурочены к магматогенным кольцевым структурам диаметром до десятков километров. Вихревая структура аномальных геохимических полей часто картируется также в масштабах месторождений и даже отдельных рудных тел [3, 5]. Самоподобие разноранговых АСГП указывает на универсальность механизма их формирования и возможность использования структуры рудогенного геохимического поля для прогноза оруденения [4].

Реализацию такой методики прогнозирования сопровождают две основные проблемы: 1) геометризация зонально построенных АСГП, 2) ранжирование рудогенных геохимических полей в сложных ландшафтно-геологических условиях.

Математические процедуры геометризации аномальных геохимических полей разрабатываются достаточно давно. К настоящему времени оформились четыре группы методов, позволяющих реализовать разные подходы к объективному решению этой задачи [2]:

1) выделение квазиоднородных, с геохимической точки зрения, областей пространства (кластер-анализ наблюдений, система «Геоскан», искусственные нейронные сети);

2) выявление устойчивых ассоциаций элементов и анализ их пространственного размещения (факторный, дискриминантный, регрессионный методы);

3) вычисление показателей общей интенсивности перераспределения химических элементов (энергия рудообразования, дисперсия геохимического спектра, ранговая дисперсия);

4) вычисление коэффициентов зональности на основе идеи универсальной вертикальной геохимической зональности или центробежно-центростремительной дифференциации элементов в гидротермальном процессе.

Комплексное использование этих методов позволяет минимизировать элемент субъективности при геометризации аномальных структур геохимических полей и повысить объективность прогноза оруденения по геохимическим данным.

В сложных ландшафтно-геологических условиях, когда аномальные геохимические поля представлены лишь фрагментами, структурировать их перечисленными методами не всегда удается. Необходим дополнительный независимый критерий ранжирования АГП, в качестве которого должен выступать геологический объект, происхождение которого тесно связано с формированием АГП, и который в одинаковой степени идентифицируется в любой ландшафтно-геохимической обстановке.

К объектам такого типа можно отнести выявляемые при дешифрировании спектрозональных космических снимков кольцевые структуры, обладающие естественной иерархией. Гидротермальные системы и связанные с ними геохимические поля имеют причинно-следственную и пространственную связь с указанными структурами [3, 4]. Следовательно, естественная иерархия кольцевых структур, отмечаемая на космоматериалах, может быть использована в качестве независимого инструмента ранжирования рудогенных геохимических полей.

Работа выполнена при финансовой поддержке Томского политехнического университета. Проект: ВИУ ИПР 114 2014.

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Нарсеев В.А.</u>, Гостев Ю.В., Захаров А.В. и др. Бакырчик (геология, геохимия, оруденение). М.: ЦНИГРИ, 2001. 174 с.

2. <u>Ворошилов В. Г.</u> Аномальные структуры геохимических полей гидротермальных месторождений золота: механизм формирования, методика геометризации, типовые модели, прогноз масштабности оруденения // Геология рудных месторождений, 2009. Т. 51, № 1. С. 3–19.

3. <u>Ворошилов В. Г.</u> Вихревая природа рудогенных геохимических полей // Изв. ТПУ, 2012. Т. 321, № 1. С. 46–51.

4. <u>Ворошилов В. Г.</u>, Ананьев Ю.С. Механизмы формирования и методы выявления разноранговых аномальных геохимических полей // Разведка и охрана недр, 2013. № 8. С. 41–45.

5. <u>Григоров С.А.</u> Отражение в геохимическом поле рудообразующей системы в качестве объекта геохимических поисков // Разведка и охрана недр, 2009. № 5. С. 8–13.

6. <u>Методика</u> разведки золоторудных месторождений. Под ред. Г. П. Воларович. М.: ЦНИГРИ, 1991. 344 с.

7. <u>Гаврилов Р.Ю.</u>, Кучеренко И.В., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В. Объемная геолого-геохимическая модель мезотермального золоторудного месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье) // Изв. ТПУ, 2009. Т. 315, № 1. С. 30–43.

8. <u>Щербаков Ю.Г.</u> Геохимические индикаторы золоторудных полей // Геология и геофизика, 1995. Т. 36, № 9. С. 42–52.

# ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ И АЛЬФА-СПЕКТРОМЕТРИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПУТЕЙ МИГРАЦИИ И СПОСОБОВ НАКОПЛЕНИЯ U В КОМПОНЕНТАХ ОЗЕРНЫХ СИСТЕМ Ю.С. Восель<sup>1</sup>, В.Д. Страховенко<sup>1,2</sup>, И.В. Макарова<sup>1</sup>

С целью выявления путей миграции урана и способов его накопления в компонентах озерных систем проведены геохимические исследования трех озер Байкальского региона с осадками карбонатного типа. Выбранные озера отличаются гидрологическим режимом водоемов: оз. Аляты – пресное, слабопроточное, Приольхонские озера (соленое Цаган-тырм и пресное Намши-Нур) практически полностью питаются грунтовыми водами, прошедшими метаморфизацию. Методом последовательного выщелачивания (ПВ) почвы водосбора и донные осадки разделены на фракции, в которых методом альфа-спектрометрии определялось содержание изотопов <sup>234</sup>U и <sup>238</sup>U. Исследования показали, что с помощью метода ПВ и изотопного анализа можно достаточно детально определить пути миграции U. Обнаружено, что формы нахождения U в осадках и его валовые концентрации соответствуют гидрогеографическим и климатическим условиям, в которых находятся озера.

озерные осадки, <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, последовательное выщелачивание

# APPLICATION OF SEQUENTIAL EXTRACTION AND ALPHA SPECTROMETRY FOR THE STUDY OF MIGRATION PATHS AND FORMS OF U ACCUMULATION IN COMPONENTS OF LAKE SYSTEMS Yu.S. Vosel, V.D. Strakhovenko, I.V. Makarova

Uranium in bottom sediments of three lakes in Baikal region with the carbonate type of deposition was studied by the geochemical methods, to reveal the ways of its migration and accumulation in the components of lake systems. Lakes are characterized by different hydrological regime of the water body: Lake Alyaty is a fresh, poorly flowing, Lakes in Ol'khon Region (Tsagan-Tyrm - salty and Namshi-Nur - fresh) fed completely by ground waters. Sediments and catchment soil are separated into fractions by method of sequential extraction. In fractions obtained by alpha spectrometry the isotopes <sup>234</sup>U and <sup>238</sup>U determines. Studies have shown that using the method of sequential extraction and isotopic analysis can be in sufficient detail to determine the migration route of U. According to investigations, the forms of uranium in bottom sediments and its total concentrations meet the hydrogeographic and climate conditions of the described lakes.

lake sediments, <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U, sequential extraction

Выявление путей миграции и способов накопления элементов в компонентах окружающей среды – один из главных вопросов в современной геохимии. Целью данной работы является апробация методики последовательного выщелачивания (ПВ) в сочетании с методом альфа-спектрометрии для изучения путей миграции и способов накопления урана в компонентах озерных систем (почвы водосборных площадей, вода, донный осадок) в зависимости от гидрогеографических и геолого-геохимических особенностей их бассейнов. Это можно сделать на основании измерения изотопного отношения <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U и валовых содержаний урана.

Отношение  $^{234}$ U/ $^{238}$ U широко используется в современных геохимических исследованиях экзогенных процессов. Много работ посвящено изучению содержания и изотопного отношения урана в водах и осадках континентальных озер. Большое внимание уделялось региону оз. Байкал. Были проведены измерения изотопного отношения в разрезе донных осадков озера, на основании которых сделаны заключения о палеоклимате на обширной территории его водосбора [1, 7]. В недавних публикациях описано разделение урана методами избирательной экстракции [6] и методом ПВ (по методике Тесье) [7].

Данная работа посвящена исследованию накопления урана в эвапоритовых осадках малых соленых озер с карбонатным типом седиментации, находящихся в засушливом Ольхонском регионе (западное побережье Байкала). Для сравнения с озерами Приольхонья мы также исследовали оз. Аляты, которое имеет такой же (карбонатный) тип осадка, но является пресным и слабопроточным.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Для изучения были выбраны озера Байкальского региона: соленое – Цаган-Тырм, слабосоленое – Намши-Нур и пресное – Аляты. Два первых расположены в Приольхонье ( $52^{\circ}51'59''$  N,  $106^{\circ}35'33''$  E и  $52^{\circ}49'57''$  N,  $106^{\circ}35'00''$  E соответственно) в переделах грабеновой структуры, приуроченной к структуре растяжения типа «пулл-апарт». Климат аридный, озера питаются метаморфизованными метеорными водами [2]. Водосборный бассейн сложен гранитогнейсами. Состав вод оз. Цаган-Тырм: Cl<sup>-</sup>–SO<sub>4</sub><sup>2–</sup>–HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>–Na<sup>+</sup>–Mg<sup>2+</sup>–Ca<sup>2+</sup>, общая минерализация 19 г/л; Намши-Нур – HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>–SO<sub>4</sub><sup>2–</sup>–Cl<sup>-</sup>–Na<sup>+</sup>–Mg<sup>2+</sup>–Ca<sup>2+</sup>, общая минерализация 2 г/л. Оз. Аляты расположено в Иркутско-Черемховской впадине ( $53^{\circ}12'51''$  N,  $102^{\circ}11'43''$  E), состав вод: HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>–Ca<sup>2+</sup>–Mg<sup>2+</sup>, общая минерализация 0,28 г/л. Водосборный бассейн покрыт мощным слоем почв (рис. 1).

Концентрации Са, Мg и др. в воде, донных осадках, растворах и нерастворимых остатках (HO), получаемых после выщелачивания осадков, определялись методом атомной абсорбции (AA) (спектрофотометр SOLAAR), а содержание изотопов <sup>234</sup>U и <sup>238</sup>U в воде и растворах – методом α-спектрометрометрии (полупроводниковый α-спектрометор «Eurisys Mesures» тип 7184, кремниевый детектор, 300мм<sup>2</sup>, разрешение 19 кэВ).

Основным методом исследования осадков был метод ПВ. Он позволяет отделить литогенные фракции осадков от хемогенных, разделить хемогенные фазы на составляющие с определением их количества и измерить содержания изотопов U во всех фазах. В неизмененных породах изотопное отношение активностей  $^{234}U/^{238}U = 1$ . В континентальных водах  $^{234}U/^{238}U$ , как правило, намного больше [4]. Поскольку все хемогенные фазы должны иметь такое же  $^{234}U/^{238}U$ , что и в воде, из которой они образовались, высокое значение этого отношения можно использовать как прямое доказательство хемогенности минерала.

Была выбрана схема последовательного выщелачивания, предложенная Е. Клемтом [5]. Использовались навески по 50 г образца, количество реагента 1:10. Порядок и условия этапов выщелачивания приведены в таблице 1.



Рис. 1. Расположение изучаемых озер: а – Аляты, б – Цаган-Тырм и Намши-Нур.

Таблица	1.	Схема последовательного выщелачивания
---------	----	---------------------------------------

Фракция	Реагенты + условия	Разрушаемая фракция
І-обменная	1 M CH <sub>3</sub> COONH <sub>4</sub>	Ионообменные формы
ІІ-карбонатная	5 M CH <sub>3</sub> COONH <sub>4</sub> , HNO <sub>3</sub> до pH 5	Карбонатные формы
III-полуторных оксидов и гидроксидов	0,1 M NH <sub>2</sub> OH-HCl в 25 % CH <sub>3</sub> COOH	Полуторные оксиды Fe, Mn
IV-органического вещества	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> +HNO <sub>3</sub> до рН 1,5	Органические вещества
V-нерастворимый остаток после растворения и фильтрации	Полное разложение	Терригенная часть осадка
### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

С помощью метода ПВ в сочетании с методом АА было получено распределение кальция в пересчете на CaCO<sub>3</sub> по разрезу донных отложений озер Аляты, Цаган-Тырм и Намши-Нур, а также распределение <sup>238</sup>U по фракциям (рис. 2). В таблице 2 приведены данные измерений методом  $\alpha$ -спектрометрии проб, полученных в ходе ПВ донных отложений и усредненных по разрезу почв водосборных площадей. Для всех озер указаны отношения <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U в хемогенных (Хем) фракциях (отношение сумм активностей обменной, карбонатной и оксидных фракций) и отдельно во фракции органики (Орг) и в неравтсоримом остатке (HO), а также абсолютные активности урана и данные по концентрациям урана в воде озер.



Рис. 2. Распределение по разрезу донных отложений озер Аляты, Цаган-Тырм и Намши-Нур кальция (в пересчете на CaCO<sub>3</sub>) и <sup>238</sup>U по фракциям.

Урана в донных осадках всех озер в основном хемогенный, который главным образом находится в первых двух фракциях (обменной и карбонатной) (см. рис. 2). Как следует из табл. 2, осадки озер Цаган-Тырм и Намши-Нур резко обогащены ураном относительно почв. Следовательно, поступает он преимущественно из воды. Концентрация урана в воде этих озер одинаковая и на порядок больше чем в оз. Аляты. Соответственно, и концентрация урана в воде этих одер одинаковая и на порядок больше чем в оз. Аляты. Соответственно, и концентрация урана в карбонатах верхнего горизонта их осадков (см. рис. 2) также одинаковая (примерно 0,5 Бк/г), и на порядок больше чем в карбонатах верхнего горизонта осадка оз. Аляты (примерно 0,05 Бк/г). Для всех изучаемых озер значения  $^{234}U/^{238}U$  в воде, в органической и хемогенной фракциях донных отложений близки (см. табл. 2), что напрямую указывает на их образование из воды [3], т. е. происходит активное хемогенное осадконакопление. Исключение, однако, составляют верхние горизонты оз. Аляты, где в органике отношение  $^{234}U/^{238}U$  близко к единице. Это указывает на попадание в верхнюю часть осадка большого количества почвы водосбора. Изотопное отношение во всех фракциях почв обычно близко к единице [5], как и в оз. Аляты (см. табл. 2). Наше предположение подтверждается и тем, что

в верхних горизонтах его осадка доля кальцита мала (см. рис. 2), это также легко объяснить активным переносом терригенного материала почвы в озеро в течение последнего столетия, когда земли вокруг него активно распахивались.

Проба		$^{234}U/^{238}U$		Абсол	Абсолютные активности					Абсолютные активности			
прооа	Хем	Орг	НО	Хем	Орг	НО							
	•	I	O3. A	ляты		•							
3	2,00±0,30	1,37±0,19	1,00±0,19	0,636±0,045	1,136±0,227	0,077±0,011							
6	2,40±0,30	1,40±0,32	1,03±0,12	$1,025\pm0,150$	0,068±0,013	0,325±0,038							
9		1,16±0,16	0,91±0,17	0,233±0,032	0,083±0,010	0,050±0,008							
27	1,74±0,30	1,13±0,22	0,92±0,15	0,183±0,150	0,050±0,008	0,050±0,007							
42	1,69±0,20	1,66±0,36	1,26±0,25	0,191±0,016	0,047±0,009	0,127±0,023							
45	1,78±0,25	2,14±0,29	0,97±0,25	0,326±0,046	0,070±0,008	0,144±0,012							
66	1,60±0,25	1,46±0,21	1,63±0,25	$0,255\pm0,025$	0,060±0,008	0,072±0,012							
84	$1,78\pm0,30$	$1,86\pm0,48$	$1,18\pm0,30$	0,284±0,032	0,046±0,010	0,086±0,010							
90	1,89±0,30	$1,35\pm0,30$	1,34±0,20	0,286±0,036	$0,042{\pm}0,008$	0,158±0,012							
93	1,71±0,17	1,64±0,28	1,50±0,29	0,192±0,019	0,027±0,004	0,114±0,022							
Почвы	1,08±0,2	1,1±0,1	1,0±0,1	0,042±0,002	0,197±0,014	0,317±0,026							
Вода		1,66±0,27		1,3·10 <sup>-6</sup> г/л									
			Оз. Цаг	ан-Тырм									
3	2,56±0,05	2,42±0,30	1,69±0,38	12,88±0,62	0,600±0,098	0,150±0,032							
6	2,63±0,06	2,64±0,13	2,14±0,10	12,54±0,84	0,940±0,082	0,428±0,024							
12	2,76±0,10	2,45±0,24	2,11±0,19	16,42±2,20	0,640±0,086	0,234±0,024							
18	2,69±0,04	2,70±0,17	1,29±0,20	25,30±2,60	0,830±0,100	$0,055\pm0,005$							
27	$2,68\pm0,06$	2,46±0,11	$1,01\pm0,20$	$18,63\pm2,40$	0,928±0,089	0,098±0,013							
33	2,73±0,04	2,64±0,23	1,69±0,12	23,46±1,92	0,740±0,092	0,216±0,012							
35	2,83±0,06	2,89±0,35	2,25±1,35	22,44±2,30	0,580±0,092	0,200±0,114							
Почвы	2,53±0,30	1,92±0,40	1,10±0,08	0,66±0,18	0,03±0,007	0,52±0,14							
Вода		2,36±0,13			25.10 <sup>-6</sup> г/т								
			Оз. Нам	иши-Нур									
5	1,6±0,05	1,63±0,15	1,16±0,16	8,560±0,760	0,280±0,030	0,302±0,014							
70	1,42±0,09	1,29±0,09	1,13±0,08	$1,060\pm0,080$	0,260±0,022	0,736±0,032							
Почвы	1,50±0,30	1,25±0,18	0,91±0,05	0,092±0,009	0,062±0,008	2,34±0,34							
Вода		1,85±0,17			28.10 <sup>-6</sup> г/т	•							

Таблица 2. Результаты альфа-спектрометрических измерений

Оз. Цаган-Тырм существенно отличается от оз. Аляты тем, что в почвах его водосбора  $^{234}$ U/ $^{238}$ U = 1 лишь во фракции НО. Весьма интересно, что в хемогенной и органической фракциях его почв отношения  $^{234}$ U/ $^{238}$ U очень велики и приближаются таковым в соответствующих фракциях донного осадка (см. табл. 2). Это можно объяснить тем, что в условиях сухого климата периодически озера частично или даже полностью пересыхает [2]. Отметим, что некоторые близлежащие мелкие озера периодически полностью пересыхают. В этом случае из-за сильных эоловых процессов, господствующих в данном регионе в

суббореальное время [2], должно происходить выдувание осадка на окружающие территории, что может приводить к увеличению изотопного отношения в почве до его значения в соответствующих фракциях осадков. Таким образом, в данном случае можно предположить активный обратный процесс переноса вещества из озера на окружающие территории. В оз. Намши-Нур ситуация аналогична: изотопные отношения в хемогенных фракциях почв озера хорошо согласуются с изотопными отношениями в соответствующих фракциях осадков (см. табл. 2). Отличие наблюдается лишь в том, что в хемогенных фракциях осадков и почв этого озера  $^{234}$ U/ $^{238}$ U = 1,5, а в оз. Цаган-Тырм – 2,7. Это указывает лишь на то, что, несмотря на очень близкое расположение озер, они, вероятно, имеют различные источники питающих вод. По-видимому, можно еще предположить, что, поскольку в почвах озер изотопные отношения сильно различаются, перенос осадков при выдувании идет на небольшие расстояния, исключающие их перемешивание.

## выводы

Итак, с помощью метода ПВ и последующего изотопного анализа можно достаточно детально определить пути миграции урана в поверхностных условиях. Использование отношения <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U позволило с достаточной определенностью зафиксировать процессы переноса хемогенного осадочного вещества озер, питающихся подземными водами, на окружающие территории, а в оз. Аляты – усиление за последнее столетие обратного переноса почвенной органики в озеро. В целом, проведенные исследования показали, что и формы нахождения урана в донных осадках, и его валовые концентрации соответствуют гидрологическим и климатическим условиям, в которых находятся озера.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 13-05-00341, 14-05-00139.

## ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Гавшин В.М.</u>, Архипов С.А., Бобров В.А. и др. Распределение естественных радиоактивных элементов в голоцен-плейстоценовых глубоководных отложениях озера Байкал и хронологические построения // Геология и геофизика, 1998. Т. 39. № 8. С. 1045–1058.

2. <u>Скляров Е.В.</u>, Солотчина Э.П., Вологина Е.Г. и др. Детальная летопись климата голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-Тырм (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 3. С. 303–328.

3. <u>Титаева Н.А.</u> Ядерная геохимия. М.: Изд-во МГУ, 2000. 336 с.

4. <u>Чалов П.И.</u> Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе: Илим. 1975. 236 с.

5. <u>Bondareva L.</u> The relationship of mineral and geochemical composition to artifi cial radionuclide partitioning in Yenisei River sediments downstream from Krasnoyarsk // Environmental Monitoring and Assessment, 2012. V. 186. P. 3831–3847.

6. <u>Goldberg E.L.</u>, Chebykin E.P., Zhuchenko N.A. et al. Uranium isotopes as proxies of the environmental history of the Lake Baikal watershed (East Siberia) during the past 150 km // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol, 2010. V. 294. P. 16–29.

7. <u>Sakaguchi A.</u>, Yamamoto M., Keiichi Sasaki K. et al. Uranium and thorium isotope distribution in an off shore bottom sediment core of the Selenga Delta, Lake Baikal, Siberia // J. Paleolimnol, 2006. V. 35. P. 807–818.

# САГАНСАЙРСКАЯ ЗОЛОТОРУДНАЯ ЗОНА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РУД

## Б.Л. Гармаев

Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

Сагансайрская золоторудная зона располагается в восточной части Урик-Китойской металлогенической зоны, в которой сосредоточена бо́льшая часть месторождений и рудопроявлений золота Восточно-Саянского геолого-экономического района (Зун-Холба, Барун-Холба, Владимирское и др.). В составе Сагансайрской зоны известно около 12-ти проявлений золота, в данном сообщении рассмотрены проявления Русловое, Саган-Сайрское и Южное. Первое представлено зонами сульфидной минерализации в лиственитах и тальк-карбонатных метасоматитах, в меньшей степени на проявлении развиты малосульфидные кварцевые жилы и зоны прожилкования среди гранодиоритов. Саган-Сайрское и Южное проявления характеризуются как зоны кварцевого и кварц-карбонатного прожилкования в катаклазированных конгломератах, среди рудных минералов преобладает блеклая руда, кроме того отмечаются повышенные содержания серебра. Рассмотренные проявления золота отличаются от известных в регионе золоторудных месторождений минералого-геохимическими особенностями оруденения и в совокупности могут представлять промышленный интерес.

Восточный Саян, месторождение, руда, золото

# SAGANSAIR GOLD-MINING AREA (EAST SAYAN): GEOLOGICAL POSITION AND COMPOSITION OF ORE

### **B.L. Garmaev**

Sagansair gold-nining area is located in the eastern part of Uric-Kitoy metallogenic zone, which contains most of the gold deposits of the Eastern Sayans geological and economic region (Zun-Kholba, Barun-Kholba, Vladimirskoe and others). Sagan-sair zone contain 12 gold ore-occurrences, in this article we consider the gold deposits Ruslovoe, Sagan-Sairskoe and Yuzhnoe. Ruslovoe deposit is presented by zones of sulphide mineralization in the listvenites and talk-carbonate metasomatic rocks, in the deposits developed in a less degree low-sulphide quartz veins of granodiorite. Sagan-Sair and Yuzhnoe ore-occurrences characterized as zones of quartz and quartz-carbonate veinled zones in cataclastic conglomerates, among of ore minerals fahlores are dominates, moreover, high silver content is specified. The gold ore-occurrences differ from the other large gold deposits of the region by mineralogical and geochemical characteristics of ore mineralization and could be of industrial interest.

Eastern Sayan, deposit, ore, gold

В юго-восточной части Восточного Саяна, в административных пределах Республики Бурятия, известны месторождения золото-сульфидно-кварцевого и золотосульфидного минеральных типов (Зун-Холба, Барун-Холба, Водораздельное и др.), а также золотосеребряного, золото-ртутного геохимических типов (Ондольтой и др.), которые достаточно изучены и описаны в литературе [1; 3; 4; 6]. В тоже время в регионе известна группа мелких месторождений и рудопроявлений, отличающаяся минералого-геохимическими особенностями и физико-химическими условиями формирования. Это золоторудное месторождение Зун-Оспинское, локализованное среди пород серпетинитового меланжа, и серия проявлений Сагансайрской золоторудной зоны. Зун-Оспинское месторождение рассмотрено в работе Б.Б. Дамдинова «Зун-Оспинское золоторудное месторождение: геологическое строение, вещественный состав руд». В данной работе будут охарактеризованы золоторудные проявления Русловое, Сагансайрское и Южное.

Сагансайрская золоторудная зона находится в Окинском районе Республики Бурятия и удалено от фабрики в пос. Самарта на 5 км в восточном направлении (рис. 1). Геологическое строение зоны характеризуется распространением пород офиолитовой ассоциации – ультрабазитов ильчирского комплекса (R<sub>3</sub>), карбонатных конгломератов сагансайрской свиты (D<sub>3</sub>), карбонатных отложений горлыкгольской свиты (V-C), двуполевошпатовых порфировидных гранитов сархойского интрузивного комплекса раннего палеозоя, а также мелких тел гранодиоритов холбинского комплекса позднего палеозоя [2, 3, 5]. В составе рассматриваемой зоны известно около 12-ти мелких золотосеребряных рудопроявлений, содержания золота в них колеблется в пределах 5-45 г/т, серебра достигают 1200 г/т [4]. Наиболее характерными проявлениями для зоны являются Южное и Сагансайрское, представленные ветвящимися кварц-карбонатными жилами и зонами кварцевого прожилкования с гнездами и рассеянной вкрапленности рудных минералов (преимущественно блеклых руд) В милонитизированных И катаклазированных конгломератах сагансайрской свиты. Рудопроявление Русловое несколько отличается от указанных золоторудных объектов и представлено зонами вкрапленной полисульфидной минерализации в лиственитах, а также редкими кварц-карбонатными жилами в небольшом теле гранодиоритов (рис. 2).

Русловое рудопроявление располагается в долине р. Саган-Сайр, выше устья ее правого притока – р. Барун-Саган-Сайра и представлено зонами сульфидной минерализации в лиственитах и тальк-карбонатных метасоматитах, приуроченных к юго-западному экзоконтакту линейного штока среднекристаллических биотит-роговообманковых гранодиоритов холбинского (?) интрузивного комплекса позднего палеозоя (рис. 3). Рудные тела здесь представлены двумя морфологическими типами: (1) зонами вкрапленной и прожилково-вкрапленной полисульфидной минерализации в лиственитах, и (2) единичными кварцевыми жилами и прожилками в гранодиоритах.

1-й тип оруденения - зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации в лиственитах. Этот тип руд наиболее распространен на проявлении. Листвениты кварцкарбонат-слюдистого состава развиваются по тальк-карбонатным породам, контакты их тел чаще всего постепенные. Текстура пород массивная. Поле лиственитов И лиственитизированных тальк-карбонатных пород протягивается в виде полосы шириной 50-60 м, вдоль юго-западного контакта гранитоидного тела (см. рис. 3). Сульфидная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, галенитом, реже пирротином и арсенопиритом, образующими вкрапленность И редкие прожилки. Наиболее распространенным минералом является пирит, образующий либо скопления отдельных зерен (размер выделений от 0,1-0,3 до 3-4 мм), либо мелкие прожилки, совместно с халькопиритом.

148



Рис. 1. Карта золотоносности Восточно-Саянского геолого-экономического района (составлена по материалам В.П. Арсентьева, В.Г. Беличенко, Л.С. Волкова, В.Ф. Волколакова, П.В. Дубина, В.И. Пелепягина, В.В. Левицкого, А.Л. Самбурга, Г.К. Такайшвили). Звездочками указаны изученные рудопроявления.

Формация континентальных моласс: 1 – угленосная (нарингольская свита, гусиноозерская серия); 2 – пестроцветная (сагансайрская свита); 3 – вулканогенная формация (илейская толща, сархойская серия); 4 – карбонатная формации (боксонская серия, монгошинская и иркутная свиты); 5 – черносланцевая формация (дибинская толща, ильчирская серия); 6 – вулканогенно-терригенная формация (окинская серия); 7 – ультраметаморфический комплекс (выступы кристаллического фундамента): гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты, мигматиты (шарыжалгайская серия, китойская и хангарульская свиты); 8 – формация субщелочных и щелочных гранитоидов (огнитский и ботогольский комплексы); 9 – габбро-плагиогранитная формация (таннуольский и сумсунурский комплексы); Базит-гипербазитовая формация: 10 – гипербазиты (ильчирский комплекс); 11 – базиты (боксонский комплекс); 12 – гранитоидная формация (саянский и урикский комплексы); 13 – цоколь Сибирской платформы; 14 – разломы; 15 – месторождения золота: 1 – Водораздельное, 2 – Кварцевое, 3 – Барун-Холбинское, 4 – Зун-Холбинское, 5 – Гранитное, 6 – Самартинское, 7 – Пионерское, 8 – Зун-Оспинское, 9 – Динамитное, 10 – Зеленое; 16 – рудопроявления золота (нумерация ООО «BBC», 1997): 1 – Проявление N5, 2 – Проявление N9, 3 – Проявление N13, 4 – Баритовое, 5 – Гольцовое, 6 – Ортитовое, 7 – Курумовое, 8 – Оленье, 9 – Снежное, 10 – Русловое, 11 – Убур, 12 – Лиственитовое, 13 – Медное, 14 – Харагольское, 15 – Перевал 2, 16 – Перевал 1, 17 – Ильчир, 18 – Нижний, 19 – Водопадный, 20 – Янхорский, 21 – Малгайтинское, 22 – Новое, 23 – Ольчинское, 24 – Арлыкское, 25 – Верхнесагансайрское, 26 – Барунгольское, 27 – Русловое, 28 – Саган-Сайрское, 29 – Конгломератовое, 30 – Горлыкголдабанжалгинское, 31 – Каньон, 32 – Таинское, 33 – Южное, 34 – Вересень, 35 – Брод, 36 – Медвежий; 17 – рудопроявления золота (1), серебра (2); 18 - точки минерализации золота (1), серебра (2); 19 - группа пространственно сближенных рудопроявлений и точек минерализации золота.

Последний встречается в виде отдельных мелких кристаллов (размером 0,05–0,3 мм), или же обрастает по краям кристаллы пирита. Галенит представлен отдельными редкими идиоморфными зернами, размером около 0,2 x 0,3 мм. Пирротин и арсенопирит встречаются крайне редко. Содержания золота в рудах незначительные – от 0,15 до 0,6–0,7 г/т, серебра – от 1,2 до 13 г/т. К сожалению, выделить свободное золото из рудных проб не удалось.



Рис. 2. Геологическое строение водораздельной части р. Саган-Сайр и Горлык-Гол (составлена по материалам ОАО «БурятЗолото», 2009). Масштаб 1:100 000

1 – четвертичные отложения; 2 – платобазальты (N1); 3 – полимиктовые песчаники на карбонатном цементе с прослоями гравелитов и конгломератов (верхняя подсвита сагансайрской свиты (D–C)), 4 – полимиктовые конгломераты с горизонтами вишневых и пестроцветных песчаников (нижняя подсвита сагансайрской свиты (D–C)); 5 – углеродисто-кремнистые алевролиты, кремни, доломиты (барунгольская свита (O–S)); 6 – полимиктовые и карбонатные конгломераты (безымянная свита (V)); 7 – известняки, доломитовые известняки, доломиты (горлыкская свита (V–C)); 8 – углеродисто-карбонатные, углеродисто-кремнистые сланцы, филлиты (верхняя подсвита оспинской свиты (R–V?)), 9 – метабазальты, хлоритовые сланцы (нижняя подсвита оспинской свиты (R–V?)); 10 – прослои, линзы, пачки известняков и известковых доломитов; 11 – гранодиориты (холбинский интрузивный комплекс (PZ3)); 12 – порфировидные граниты (сархойский интрузивный комплекс (O3–S1)); 13 – габброиды (сумсунурский интрузивный комплекс (R3?)); 16 – полимиктовые серпентинитовый меланж; 17 – тальк-карбонатные породы, талькиты; 18 – золоторудные проявления.

2-й тип оруденения - кварцевые жилы и прожилки в гранодиоритах редки и локализованы согласно зонам милонитизации северо-западного простирания. Максимальная мощность кварцевых жил составляет 0,3–0,4 м, при видимой протяженности около 35–40 м. Жилы сложены белым трещиноватым кварцем, с 1–3 % сульфидных минералов,

представленных пиритом, галенитом и халькопиритом. Сульфидные минералы образуют редкую вкрапленность или еще более редкие гнезда диаметром до 3 см. Пирит и галенит представлены идиоморфными зернами размером 1–3 мм, халькопирит чаще всего образует ксеноморфные агрегаты.



Рис. 3. Схематическая геологическая карта рудопроявления Русловое (составлена по материалам Окинской ГРЭ (1960-1995 гг.) ПГО «Бурятгеология» и ООО «ВВС», 2004 г.) *I* – четвертичные отложения; *2* – гранодиориты холбинского (?) интрузивного комплекса (РZ<sub>3</sub>); *3* – габброиды офиолитовой ассоциации (R); *4* – серпентиниты ильчирского комплекса (R-V); *5* – тальк-карбонатные породы; *6* – гравелиты, конгломераты, полимиктовые песчаники безымянной толщи (V); *7* – известняки; *8* – зоны рассланцевания и катаклаза; *9* – карбонат-кварцевые листвениты.

Гранодиориты зачастую оталькованы и карбонатизированы, темноцветные минералы почти полностью хлоритизированны, а плагиоклаз соссюритизирован. Содержания золота в кварцевых жилах, по данным А.П. Осокина и др. (2004) незначительные, и составляют около 0,1–0,2 г/т, максимальное содержание серебра – 2 г/т (пробирный анализ).

В целом, рудопроявление характеризуется как непротяженные зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации в лиственитах и лиственитизированных тальккарбонатных породах, с преобладанием среди рудной минерализации пирита, халькопирита и галенита. В меньшей степени рудная минерализация развита в кварцевых жилах среди гранодиоритов. С точки зрения практической ценности объекта, рудопроявление относится к разряду мелких, и не представляет на сегодняшний день промышленного интереса.

Саган-Сайрское проявление располагается 2-мя километрами южнее Руслового (см. рис. 2) и представлено единичными кварцевыми и кварц-карбонатными жилами в катаклазированных и милонитизированных конгломератах сагансайрской свиты. Мощность жил и прожилков незначительная и составляет в среднем около 4–6 см, при видимой

протяженности порядка 25–30 м. Сульфидная минерализация тяготеет к центральным частям маломощных кварц-карбонатных жил и мелких прожилков, в виде полосок различной мощности, в зависимости от мощности вмещающих жил и прожилков, в целом составляя не более 1 см. Средняя мощность кварцевых жил около 2–3 см. Основными рудными минералами являются блеклая руда и халькопирит, в меньшей степени развиты пирит, галенит и сфалерит. Содержания золота в жилах колеблется от 0,15 до 1 г/т, в среднем составляя 0,4 г/т, серебра от 3,1 до 30 г/т (среднее содержание – 14,4 г/т). В целом, проявление относится к разряду мелких, и представляет лишь минералогический интерес.

**Южное** проявление является наиболее крупным из описываемых в данном сообщении рудопроявлений золота. Проявление было открыто в 1957 г. при проведении поисковосъемочных работ масштаба 1:50 000 и в разное время изучалось производственными и научными организациями [1, 3]. Проявление локализовано в месте тектонического контакта двуполевошпатовых среднекристаллических порфировидных гранитов сархойского (?) интрузивного комплекса и карбонатизированных конгломератов сагансайрской свиты (рис. 4). Граниты в месте контакта интенсивно катаклазированы, хлоритизированы, окварцованы; конгломераты также раздроблены и окварцованы [3].



Рис. 4. Геологическое строение рудопроявление Южное (Кузьмичев, 2004). *1* – рыхлые четвертичные отложения; *2* – доломитизированные конгломераты сагансайрской свиты (D<sub>3</sub>); *3* – песчаники, алевролиты безымянной толщи; *4* – известково-доломитовая горлыкская свита (V–€); *5* – граниты нерасчлененные; *6* – габброиды нерасчлененные; *7* – гипербазиты; *8* – местоположение рудопроявления.

Рудные тела представлены серией кварц-карбонатных жил, зонами кварцевого прожилкования и рассеянной тонкой вкрапленности сульфидных минералов и сульфосолей в милонитизированных конгломератах сагансайрской свиты (рис. 5). Текстура руд вкрапленная, реже слабополосчатая. Преобладающая ориентировка жил – северо-восточная с крутым падением на юго-восток. Рудная минерализация образует гнезда размером 2–3 см, или рассеянную мелкую вкрапленность, и составляет около 1–3 %.



Рис. 5. Схематическая геологическая карта рудопроявления Южное (составлена по материалам ООО «BBC», 2004).

1 двуполевошпатовые среднекристаллические порфировидные граниты (PZ<sub>2</sub>?); 2 – конгломераты сагансайрской свиты (D<sub>3</sub>); 3 ледниковые отложения (Q); 4 золоторудные кварцевые жилы (вне масштаба); 5 – зоны кварцевого и кварц-карбонатного прожилкования (вне масштаба); 6 – надвиг.

Главным рудным минералом является блеклая руда в ассоциации с сульфидными минералами, развитых в рудах в меньшем количестве. Блеклая руда тетраэдриттеннантитового состава (табл. 1), образует ксеноморфные выделения среди нерудных минералов, или же развивается по мелким трещинкам в кварце.

S	Си	Zn	As	Sb	Fe	Al	Сумма
25,54	37,66	6,38	3,35	24,34	-	-	97,27
25,42	38,56	6,55	3,52	24,26	0,46	-	98,77
25,19	36,77	6,31	3,12	25,65	-	-	97,04
24,8	38,65	6,99	2,99	24,49	-	0,72	98,64
25,28	37,95	7,02	3,11	25,13	-	0,78	99,27
24,57	37,42	6,27	2,81	25,1	-	0,84	97,02

*Примечание:* Здесь и в таблице 2: исследования выполнены в ГИН СО РАН на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430 с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, аналитики С.В. Канакин, Е.В. Ходырева. Прочерк – элемент не обнаружен.

В некоторых случаях замещает и корродирует сфалерит. По блеклой руде повсеместно развиваются гипергенные минералы – малахит и азурит, благодаря яркой окраске которых рудная минерализация легко фиксируется визуально. Пирит встречается в виде угловатых, нередко раздробленных кристаллов, замещенных поздними сульфидами. Галенит образует как самостоятельные выделения, так и тесные ассоциации с блеклой рудой и сфалеритом.

В составе рудопроявления, по данным С.М. Жмодика и др. (2008) присутствуют также в небольшом количестве сульфосоли медь-мышьяково-сурмянистого состава и серебросодержащие минералы прустит-пираргиритового ряда, миаргирит, самородное серебро. Перечисленные минералы образуют вростки, краевые каемки в блеклой руде.

Самородное золото высокой пробности, постоянно содержит в своем составе примесь меди (табл. 2). Встречается в виде изометричных неправильных зерен в блеклой руде, реже в виде обособленных скоплений в кварцевой матрице. Содержания его варьируют от 11 до 25 г/т, при средних значениях 18 г/т. Содержания серебра изменяются в широких пределах от 44,4 до 174,5 г/т. Микроскопическими исследованиями установлена следующая стадийность минералообразования: (1) кварц-карбонатная жильно-прожилковая матрица, (2) отложение сульфидно-сульфосольного комплекса (блеклая руда, пирит, галенит, халькопирит), (3) киноварь, самородное золото и серебро.

Си	Ag	Au	Сумма	Пробность, ‰
1.74	8.56	93.11	103.41	900
2.47	13.71	84.53	100.71	839
0.79	3.64	95.60	100.03	956
_	6.22	93.17	99.39	937
0.88	5.47	93.17	99.52	936
1.88	5.47	91.24	98.59	925
1.64	6.48	90.79	98.91	918
3.27	5.71	91.36	100.34	911
3.24	5.47	93.88	102.59	915

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и пробность самородного золота проявления Южное

В целом, рудопроявление Южное представляет собой серию кварцевых и кварцкарбонатных прожилков среди милонитизированных и катаклазированных конгломератов сагансайрской свиты. При общей схожести с рудопроявлением Сагансайрское оно отличается повышенным содержанием в рудах ртути, которая входит в сульфиды в качестве примеси или же образует самостоятельные минералы (киноварь), формой и размерами рудных тел. По морфологическим особенностям и минералогическому составу его можно отнести к прожилково-вкрапленному золото-кварц-малосульфидному эпитермальному типу. Таким образом, Сагансайрская золоторудная зона отличается от известных в регионе золоторудных объектов, минералого-геохимическими, и по всей вероятности, физикохимическими особенностями оруденения. Это выражается в локализации рудных тел среди милонитизированных конгломератов (Саган-Сайрское, Южное), преобладании среди рудных минералов блеклой руды, а также низкотемпературными условиями образования. Кроме того, описанные проявления обособлены на юго-восток от известных кварцево-жильных и кварц-сульфидных золоторудных месторождений региона, и могут рассматриваться в качестве объектов разработки лишь в совокупности.

Автор выражает благодарность к.г.-м.н. Б.Б. Дамдинову, с которым были проведены полевые и камеральные исследования, а также ведущему геологу по поискам ООО «Рифей» Ю.И. Куликову за предоставленные материалы и плодотворные дискуссии в ходе полевых исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Айриянц Е.В.</u>, Жмодик С.М., Миронов А.Г. и др. Золото-ртутный и золотосеребряный типы оруденения в Восточном Саяне // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. № 3. С. 273–285.

2. <u>Геология</u> и метаморфизм Восточного Саяна / Под ред. Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Добрецов Н.Л. и др. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.

3. <u>Жмодик С.М.</u>, Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Акад. издво «Гео», 2008. 304 с.

4. <u>Золото</u> Бурятии. Кн. 1. Изд-е 2 / Под ред. Рощектаев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. 516 с.

5. <u>Кузьмичев А.Б.</u> Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.

6. <u>Миронов А.Г.</u>, Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.

# ИНДИЙ И ДРУГИЕ ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В РУДАХ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И ОЛОВОСУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

# И.В. Гаськов<sup>1</sup>, Г.А. Павлова<sup>1</sup>, А.Г. Владимиров<sup>1</sup>, В.И. Гвоздев<sup>2</sup>

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия:

2– Дальневосточный геологический институт ДО РАН, 690022 г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, Россия

Исследования концентраций индия в коллчеданно-полиметаллических и оловосульфидных месторождений Сибири и Дальнего Востока показали повышенные содержания In в рудах этих месторождений, которые в целом превышают среднестатистические значения в подобных месторождениях разных регионов мира и могут представлять промышленный интерес. Главными концентраторами индия в рудах этих месторождениях являются сульфидные минералы: сфалерит и халькопирит на колчеданно-полиметаллических месторождениях и халькопирит, борнит и сфалерит в олово-сульфидных месторождениях. Кроме рудах грейзеновых того, в колчеданнополиметаллических месторождений установлены повышенные содержания Cd, Ag и Te, а в оловосульфидных - Ge, Ga и Nb, что увеличивает их инвестиционную привлекательность.

индий, колчеданно-полиметаллические, оловосульфидные, месторождения, Сибирь, Дальний Восток

# INDIUM AND OTHER IMPURITY ELEMENTS IN ORES OF THE VMS POLYMETALLIC AND SN-SULFIDE DEPOSITS OF SIBERIA AND THE FAR EAST I.V. Gaskov, A.G. Vladimirov, G.G. Pavlova, V.I. Gvozdev

Investigations of indium concentrations in the (VMS) polymetallic and Sn-sulfide deposits of Siberia and Far East have shown the enhanced contents of indium in the ores of these deposits. Such contents mainly are higher than average values in similar deposits of different world regions and can be considered as economically important in industry. Sulfi des are the major indium-bearing minerals in these deposits such as sphalerite and chalcopyrite in VMS polymetallic deposits; chalcopyrite, bornite and sphalerite in greisensrelated Sn-sulfi de deposits. In addition, enhanced contents of Cd, Ag and Te in VMS polymetallic deposits and Ge, Ga and Nb increased ones in Sn-sulfi de deposits have been determined. It increases their investment attraction.

indium, VMS polymetallic, Sn-sulfide deposits, Siberia, Far East

Колчеданно-полиметаллические и полиметаллические месторождения во всем мире – основные промышленные поставщики многих редких элементов, включая In, Cd, Ge, Ga, Te, Se, а также Au и Ag. Большинство этих элементов, в том числе индий, используется в высокотехнологичной современной промышленности и потребность в их производстве постоянно растет. Из собственно полиметаллических месторождений повышенными содержаниями индия характеризуются сереброполиметаллические месторождения Фрейберга (Германия), в сфалерите до 2,9 % In. Также повышенные содержания In (75,83 г/т) установлены на месторождении Чо Дон в северо-восточном Вьетнаме [6]. В России индий

главный образом добывается на медно-колчеданных месторождениях Южного Урала (Гайском, Узельгинском, Сафьяновском и др.), содержания индия в которых 10–24 г/т. Однако наиболее высокие его концентрации характерны для комплексных оловополиметаллических месторождений. Так, в рудах колчеданного месторождения Рио-Тинто, характеризующихся повышенным содержанием олова, индия 0,4%. Также повышенные его количества установлены в оловосульфидных месторождениях Китая и Дальнего Востока [1, 4].

В данной статье приводятся результаты наших исследований по определению уровней концентраций индия и сопутствующих элементов-примесей в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири и оловосульфидных месторождений Дальнего Востока. Группа колчеданно-полиметаллических включает месторождения разных рудных районов Сибири, главным образом Рудного Алтая, относящиеся к разным минеральным типам: медно-колчеданное Малеевское, колчеданно-полиметаллические Юбилейное, Корбалихинское, Захаровское и барит-полиметаллическое Зареченское. Кроме того, были изучены медно-цинково-колчеданные руды месторождения Кызыл-Таштыг (Восточная Тыва) и существенно свинцовые руды Горевского (Енисейский кряж) (рис. 1).



Рис. 1. Схема расположения месторождений.

Колчеданно-полиметаллические: *1* – Захаровское, *2* – Юбилейное, *3* – Корбалихинское, *5* – Малеевское, *6* – Кызыл-Таштыг; полиметаллические: *4* – Зареченское, *7* – Горевское; грейзеновые оловосульфидные: *8* – Тигриное, *9* – Правоурмийское

Установлено, что колчеданно-полиметаллические руды характеризуются широким спектром элементов-примесей, распределение которых в разных типах руд и рудных минералах чрезвычайно неравномерно [2]. По данным рентгенфлуоресцентного анализа (РФА СИ, ИЯФ-ИГМ СО РАН) (табл. 1) в барит-полиметаллических рудах Зареченского месторождения установлены максимальные концентрации In, Ag, Cd, Sb; в медно-цинковоколчеланных рудах месторождения Кызыл-Таштыг – Ni, In. а В колчеланнополиметаллических рудах Корбалихинского, Захаровского и Юбилейного месторождений все эти элементы отмечаются в меньших количествах. Содержания In в рудах разных месторождений распределено крайне неравномерно – от кларковых до 69 г/т. В колчеданнополиметаллических рудах максимальные средние содержания In установлены В месторождениях Кызыл-Таштыг (10 г/т) и Юбилейное (9 г/т), наиболее высокие (69 г/т) – в

сплошных пирит-халькопиритовых рудах Юбилейного месторождения. Главными концентраторами In являются сфалерит и халькопирит. В рудах месторождений Кызыл-Таштыг и Малеевском максимальные концентрации In установлены в сфалерите (до 36,0 и 17,1 г/т соответственно), а на Юбилейном – в халькопирите (до 51,1 г/т). В рудах Корбалихинского месторождения повышенные концентрации In фиксируются и в сфалерите (до 38,6 г/т), и в халькопирите (до 25,1 г/т), но распределены они чрезвычайно неравномерно.

В результате анализа корреляционных связей индия с главными рудными компонентами (цинк, медь, свинец) выяснена прямая корреляция с цинком на месторождениях Юбилейном, Малеевском, Кызыл-Таштыг) и отрицательная на Зареченском и Горьевском; с медью – положительная на Юбилейном и Корбалихинском и отрицательная на Зареченском. Для всех месторождений отмечается отрицательная корреляция индия со свинцом. На Дальнем Востоке были изучены Тигриное и Правоурмийское оловосульфидные месторождения.

*Тигриное месторождение* расположено в западной части Арминского рудного района Приморского края [3], относится к грейзеновому типу. Собственно рудный этап представлен разнообразными по составу и строению жилами и прожилками (станнин-сфалерит-кварцевыми, касситерит-кварцевыми с вольфрамитом, станнином и др.), локализованными в грейзенизированных породах [4]. Основные компоненты месторождения – Sn и W, попутные – Zn, Cu, Bi, Pb, In, Cd, а также Sc, Ta, Nb, Mo. Исследования руд разного типа показали широкие вариации содержаний индия – от 2,8 до 433,0, в среднем 70 г/т (16 определений). Максимальные концентрации установлены в сфалерите (1800–7500 г/т), в среднем по 30 анализам 4200 г/т. В несколько меньших количествах In установлен в станнине (до 240 г/т), халькопирите (до 900 г/т) и касситерите (до 18 г/т) [4]. Кроме индия, в рудах установлены повышенные концентрации германия (6–37 г/т), галлия (13–37 г/т) и ниобия (20–66 г/т).

Правоурмийское месторождение расположено в Баджальском рудном районе Хабаровского края, локализовано в зоне малоамплитудного надвига в экзоконтакте висячего бока дайки гранит-порфиров, прорывающей риолитовые игнимбриты [3, 4]. Рудная зона мощностью до 17,2 м и протяженностью более 2400 м сложена метасоматитами, связанными с процессом грейзенизации. Промышленная ценность месторождения определяется высокими концентрациями касситерита и вольфрамита, а также сульфидов арсенопирита, лелингита, халькопирита борнита и более редких минералов (сфалерита, пирита, пирротина, станноидита, моусонита и станина). Содержание индия в рудах и минералах Правоурмийского месторождения детально изучено В. В. Гавриленко и Н. А. Погребс [1]. Наибольшие концентрации установлены в в сфалерите (до 3600 г/т), а также в халькопирите и борните (300 и 170 г/т соответственно). В главных минералах месторождения (касситерите и вольфрамите) индия мало (7,2 и 5 г/т соответственно), на уровне первых граммов на тонну и в других сульфидах. В сульфидах он чаще всего находится в виде изоморфной примеси и редко образует самостоятельный минерал рокезит (InS), который в виде мелких включений в срастании со сфалеритом встречается в халькопирите [1].

И	
колчеданно-полиметаллических	средние содержания (г/т)
минералах	од чертой – (
рудных	жаний; п
ГЛАВНЫХ	аций содер
И	иdи
рудах	еделы ва
В	иD
элементов-примесей	ждений. Над чертой –
а 1. Содержаний	одотэм химээници
блиц	лимета

Таблица 1.С	Зодержаний	ЭЛЕМЕНТОВ-П , н	іримесей в č	рудах и	главных р č	удных миі	нералах к	олчеданно-)	полиметалли	и хихээн
полиметалличес	ских месторо:	ждений. Над	чертой – пр	еделы вари:	аций содерж	аний; под ч	ертой – сре	дние содерз	Кания (г/т)	
Руды, минералы	Число проб	Mn,%	Fe,%	Ni	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te
				Ю	илейное					
Ργды	11	<u>0,22–0,06</u> 0.15	<u>22,1–2,18</u> ° 07	818-8,40	<u>188–2,67</u> 70.14	<u>634–9,71</u> 228 10	<u>69–0,12</u> 0.01	26,20–0,31 6 77	<u>590–0,5</u> 165-37	8,24-0,20
		0.08-0.05	3.04-0.38	2045_7140	61_77 90	2692_1666	9.73_1.31	0,77 4 11–0 54	742-17 90	00,7
Сфалерит	2	0,06	<u>1,16</u>	<u>2627,29</u>	41,29	2277,71	5,63	2,97	70,09	н/обн
	0	0,11-0,04	11,4-0,54	2849 - 1000	3332-108	1081 - 704	По обн	613-234	2013-120	137-54,90
Галенит	0	0,07	4,21	2023,33	1219,67	896,67	ПС 00Н.	458,00	1066,50	101,30
Халькопирит	5	0.06	29,0-27,20	536-309	42,3-16,2	51,8-1,11	51,1-8,72	1.60	25,8-8,79	2.42
1			28,45	422,50	29,25	26,46	29,91		17,30	
шпдиП	б	0,05	<u>46,6–45,3</u> 45,8	<u>120–38</u> 81,67	$\frac{16,9-7,0}{11,95}$	<u>273–9,40</u> 117,13	Не обн.	0,99-0,90 0,95	<u>118–14,2</u> 49,97	$\frac{1,39-1,11}{1,25}$
	_	-	- -	Kop6a	лихинское	-		-	-	
Didi	5	0,24-0,06	19,3-4,90	2217-17,80	1698-13,90	1188–252	35,5-0,42	139-6,49	4234-22,10	6,78-0,87
I 7001	71	0,12	15,83	839,82	329,76	690,50	6,53	47,39	655,82	4,81
Charanum	۲	0,13-0,07	7,09–1,27	2805-1718	<u>92–22,40</u>	2205-1497	38,60-0	3,97-1,67	131-9,89	н/обн
Cyburepum	<u>۔</u>	0,09	3,82	2351,67	46,53	1959,67	12,8	2,82	55,23	
Галенит	-	0,06	5,65	1197,00	358,00	840,00	I	389,00	258,00	73,00
Xantronnum	۲	0,08-0,05	<u>30,9–28,9</u>	489-324	<u>35,6–9,5</u>	102-4,13	25,1-0,0	51-2.37	<u>67–48,2</u>	<u>1,85–0,0</u>
undnuovorny	)	0,06	30, 20	399,33	25,9	40,91	12,53	24,56	60,69	0,81
Пирит	6	0,08-0,03	46,1-43,7	871-20	35,7-19,5	440-3,36	2,34–2,01	256-3,92	103-17,50	75-4,49
J		0,06	45,17	315,00	28,63	153,95	2,18	91,01	60,25	39,75
				3axe	аровское					
Ρυдα	10	0, 1-0, 02	26,6-5,22	2463-273	214-12,2	1571-236	2,52-0,19	119-7,83	98-4,47	<u>96–5,35</u>
not r	01	0,06	12,60	965,5	61,78	751,9	1,16	34,33	40,24	22,89
Charemun	4	0,11-0,05	21 - 2.97	<u>2587–1896</u>	78–36,9	2220-1320		5,16-1,73	<u>99–6,81</u>	32,5-1,62
marchan	-	0,08	10,33	2168,50	57,80	1841,75	ндо/н	3,47	56,83	12,13
Галенит	۲	0,07-0,03	2,31-1,38	1882-1244	121-52	1276-900		810-585		254-173
murcum r	D	0,05	2,00	1659,33	77,00	1078,33	н/обн	697,00		226,67
Халькопирит	7	0,058-0,054	<u>30,2–27,7</u>	<u>452–425</u>	<u>44,5–36,3</u>	34,00	4,6-3,1	<u>9,53–9,14</u>	<u>20,3–10,5</u>	$\frac{4,6-1,53}{2,27}$
•		0,056	C6,82	438,5	40,40		5,85	9,34	15,40	3,07

Pyòa       13 $0,21$ $0,21$ $0,21$ $0,21$ $1$ Cdparepum       3 $0,02$ $0,16$ $1$ $0,03$ $3$ Thupum       1 $0,07$ $3$ $0,03$ $3$ $3$ $0,07$ $3$ Thupum       1 $0,07$ $3$ $0,07$ $3$ $3$ $0,07$ $3$ Pyòa       6 $0,16$ $3$ $0,07$ $3$ $3$ $0,07$ $3$ <	$\begin{array}{c} 20,16\\ 20,16\\ 9,56\\ 30,30-28,6\\ 29,9\\ 43,2\\ 15,56\\ 15,56\\ 15,56\\ 13,80\\ 28,95\\ 28,95\\ 28,95\\ 2,53\\ 2,54\\ 2,55\\ 2,$	464,95 1819–1644 1704,33 640–52 355,33 204,00 Khi3hil 1067,67 1067,67 1592,67 2197–703 1592,67 3ape <sup>6</sup> 3ape <sup>6</sup>	79,21 112–19,4 74,80 76,20 79,00 79,00 104,28 104,28 104,28 86,07 86,50 86,50	379,42 2771–1737 2371 582–9,37 223,12 69,00 69,00 69,00 1658–146 709,83 1862–694 1470,33 313–182 247,5	$\begin{array}{c} 5,39\\ \underline{17,1-14,6}\\ 15,93\\ \underline{11-5,78}\\ 7,86\\ 10,5\\ 10,5\\ \underline{10,19}\\ \underline{36-17,7}\\ 1470,33\\ \underline{8.06-0.59}\\ \underline{8.06-0.59}\\ \end{array}$	4,49 8,83-1,94 4,67 13,7-2,3 6,62	148,49 <u>50,8–23,5</u> 39,77	2,70 н/обн 4,25–1,22
$\piepum$ 3 $0.27-0.16$ 1 $0,20$ 3 $0.27-0.16$ 1 $0,00$ 3 $0,03$ $31$ $onupum$ 3 $0,07$ $31$ $onupum$ 1 $0,07$ $31$ $vda$ 6 $0.16$ $31$ $vda$ 6 $0.16$ $32$ $vda$ 8 $0,07$ $32$ $vda$ 8 $0,01$ $33$ $vda$ 8 $0,11$ $33$ $vda$ 8 $0,01$ $33$ $venum$ 3 $0,03$ $33$ $venum$ 3 $0,03$ $33$ $venum$ 3 $0,03$ $33$ $venum$ 2 $0,03$ $32$ $30,03$ <t< td=""><td><math display="block">\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc</math></td><td>1819-1644           1704,33           640-52           355,33           264,00           Khishuu           Kologan           204,00           1067,67           1067,67           1592,67           3307-267           287,00           3aper</td><td><u>112–19,4</u> 74,80 76,20 79,00 104,28 104,28 199–26,5 86,07 86,07 86,50</td><td>2771–1737 2371 2371 582–9,37 223,12 69,00 69,00 69,00 1658–146 709,83 1862–694 1470,33 313–182 247,5 247,5</td><td><math display="block">\begin{array}{c} 17,1-14,6\\ 15,93\\ 15,93\\ 7,86\\ 7,86\\ 10,5\\ 10,5\\ 10,19\\ \underline{36-17,7}\\ 1470,33\\ \underline{8.06-0.59}\\ \underline{8.06-0.59}\\ \end{array}</math></td><td>8,83-1,94 4,67 13,7-2,3 6,62</td><td><u>50,8–23,5</u> 39,77</td><td>-, 70 н/обн 4,25–1,22</td></t<>	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	1819-1644           1704,33           640-52           355,33           264,00           Khishuu           Kologan           204,00           1067,67           1067,67           1592,67           3307-267           287,00           3aper	<u>112–19,4</u> 74,80 76,20 79,00 104,28 104,28 199–26,5 86,07 86,07 86,50	2771–1737 2371 2371 582–9,37 223,12 69,00 69,00 69,00 1658–146 709,83 1862–694 1470,33 313–182 247,5 247,5	$\begin{array}{c} 17,1-14,6\\ 15,93\\ 15,93\\ 7,86\\ 7,86\\ 10,5\\ 10,5\\ 10,19\\ \underline{36-17,7}\\ 1470,33\\ \underline{8.06-0.59}\\ \underline{8.06-0.59}\\ \end{array}$	8,83-1,94 4,67 13,7-2,3 6,62	<u>50,8–23,5</u> 39,77	-, 70 н/обн 4,25–1,22
nepum $0,20$ $0,01$ $0,02$ $0,01$ $0,02$ $0,07$ $0,021$ $0,03$ $0,03$ $0,03$ $0,03$ $0,03$ $0,03$ $0,03$ $0,03$ $0,03$ $0,03$	$\begin{array}{c c} 9,56\\ \hline 30,30-28,6\\ 29,9\\ 43,2\\ 15,56\\ 15,56\\ 15,56\\ 13,80\\ 28,95\\ 28,95\\ 28,95\\ 2,53\\ 2,53\\ \end{array}$	1704,33 640-52 355,33 355,33 204,00 Kbi3bij Kbi3bij Kbi3bij 1067,67 1067,67 1067,67 1592,67 2197-703 1592,67 3305-267 287,00 3305-	74,80 <u>104–21,6</u> 76,20 79,00 79,00 <u>104,28</u> <u>104,28</u> <u>104,28</u> 86,07 <u>140–33</u> 86,50	2371 <u>582-9,37</u> 223,12 69,00 69,00 <u>1658-146</u> 709,83 <u>1862-694</u> 1470,33 <u>313-182</u> 247,5	$ \begin{array}{r} 15,93\\ \underline{11-5,78}\\ 7,86\\ 10,5\\ 10,5\\ \underline{10,5}\\ \underline{10,19}\\ \underline{36-17,7}\\ 1470,33\\ \underline{8.06-0.59}\\ \end{array} $	4,67 <u>13,7–2,3</u> 6,62	39,77	н/обн 4,25–1,22
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	<u>30,30–28,6</u> 29,9 43,2 <u>35,8–2,09</u> 15,56 15,56 13,80 13,80 27,9–31,4 28,95 28,95 28,95 2,53	640-52         640-52           355,33         355,33           204,00         Khishin           Kbishin         1067,67           1067,67         1067,67           1592,67         3aper           287,00         3aper	<u>104–21,6</u> 76,20 79,00 1-Taurrыr <u>282–26,6</u> 104,28 <u>199–26,5</u> 86,07 <u>140–33</u> 86,50	<u>582-9,37</u> 223,12 69,00 <u>1658-146</u> 709,83 <u>1862-694</u> <u>1470,33</u> <u>313-182</u> 247,5	<u>11-5.78</u> 7,86 10,5 <u>10,19</u> <u>10,19</u> <u>36-17.7</u> 1470,33 <u>8,06-0,59</u>	$\frac{13,7-2,3}{6,62}$		4,25-1,22
upum     0,08       upum     1     0,07       upum     1     0,07 $3)0a$ 6 $0,16$ $3,007$ 3 $0,07$ $2$ $0,07$ $3$ $3,007$ $0,07$ $3$ $3,007$ $0,07$ $3$ $3,007$ $0,07$ $3$ $3,007$ $0,07$ $3$ $3,007$ $0,07$ $3$ $3,003$ $0,11$ $3$ $3,003$ $0,04$ $3$ $3,003$ $0,03$ $1$ $3,003$ $0,03$ $1$ $4$ $0,05-0.021$ $4$	29,9 43,2 15,56 15,56 13,80 27,9–31,4 28,95 28,95 2,53	355,33 204,00 Khishu 1067,67 1067,67 1592,67 <u>307-267</u> 287,00 3aper	76,20 79,00 I-Taurrыr <u>282–26,6</u> 104,28 104,28 86,07 86,07 86,50	223,12 69,00 <u>1658–146</u> 709,83 <u>1862–694</u> 1470,33 <u>313–182</u> 247,5	$\begin{array}{c} 7,86\\ 10,5\\ 10,5\\ 10,19\\ \underline{36-17,7}\\ 1470,33\\ \underline{8.06-0.59}\\ \end{array}$	6,62 2,61	<u>65–10,9</u>	,
upum     1 $0,07$ $yyda$ 6 $0,16$ $3$ $0,03$ 3 $0,07$ $3$ $xirepum$ 2 $0,07$ $3$ $yyda$ 8 $0,11$ $3$ $yyda$ 8 $0,11$ $3$ $xirepum$ 3 $0,03$ $1$ $arenum$ 3 $0,03$ $1$ $arenum$ 2 $0,03$ $1$	$\begin{array}{c c}     43,2 \\     \hline     35,8-2,09 \\     15,56 \\     15,56 \\     15,56 \\     13,80 \\     13,80 \\     28,95 \\     28,95 \\     28,95 \\     2,53 \\     2,53 \\   \end{array}$	204,00 Kbi3bij Kbi3bij 2258–207 1067,67 1067,67 1592,67 307–267 287,00 3ape <sup>r</sup>	79,00 Taurrыr <u>282–26,6</u> 104,28 <u>199–26,5</u> 86,07 <u>140–33</u> 86,50	69,00 <u>1658–146</u> 709,83 <u>1862–694</u> 1470,33 <u>313–182</u> 247,5	10,5 <u>19,5–0,65</u> 10,19 <u>36–17,7</u> <u>1470,33</u> <u>8,06–0,59</u>	2 61	33,80	2,74
yoa     6 $0.16$ $3$ $0.03$ 6 $0.16$ $3$ $arepum$ $3$ $0.01$ $0.05$ $2$ $xonupum$ $2$ $0.05$ $2$ $yoa$ $8$ $0.1-0.03$ $8$ $yoa$ $0,01$ $3$ $0.01-0.034$ $8$ $arepum$ $8$ $0.1-0.0$ $3$ $arepum$ $3$ $0.05-0.021$ $4$ $arem$ $2$ $0.05-0.021$ $4$ $arem$ $2$ $0.05-0.021$ $4$ $arem$ $0.03$ $1$ $4$	<u>35,8–2,09</u> 15,56 <u>15–12,6</u> 13,80 <u>27,9–31,4</u> 28,95 <u>2,53</u> 2,53	Khishin 2258–207 1067,67 2197–703 1592,67 307–267 287,00 3aper	-Taurrыr <u>282–26.6</u> 104,28 <u>199–26,5</u> 86,07 86,50 86,50	<u>1658–146</u> 709,83 <u>1862–694</u> 1470,33 <u>313–182</u> 247,5	<u>19,5–0,65</u> 10,19 <u>36–17,7</u> 1470,33 <u>8,06–0,59</u>	5,01	94,00	6,05
$y \partial a$ 6 $0.28 - 0.08$ $3$ $u = 0, 16$ $0, 16$ $0, 16$ $u = 0, 0.01$ $3$ $0, 0.01$ $u = 0, 0.01$ $2$ $0, 0.01$ $u = 0, 0.01$ $3$ $0, 0.01$ $u = 0, 0.01$ $0, 0.01$ $3$ $u = 0, 0.01$ $3$ $0, 0.02$ $u = 0, 0.01$ $3$ $0, 0.02$ $u = 0, 0.01$ $0, 0.02$ $1$ $u = 0, 0.02$ $0, 0.02$ $1$ $u = 0, 0.02$ $0, 0.02$ $1$ $u = 0, 0.02$ $0, 0.02$ $1$	<u>35,8–2,09</u> 15,56 <u>15–12,6</u> 13,80 <u>27,9–31,4</u> 28,95 <u>28,95</u> 2,53 2,53	2258-207 1067,67 2197-703 1592,67 307-267 287,00 3aper	<u>282–26,6</u> 104,28 <u>199–26,5</u> 86,07 <u>140–33</u> 86,50	<u>1658–146</u> 709,83 <u>1862–694</u> 1470,33 <u>313–182</u> 247,5	$\frac{19.5-0.65}{10,19}$ $\frac{36-17.7}{1470,33}$ $\frac{8.06-0.59}{8}$		-	
The pum     3 $0,1-0,05$ The pum     3 $0,07$ The pum     2 $0,07$ Syda     8 $0,11$ Syda     8 $0,11$ The pum     8 $0,11$ The pum     3 $0,04$ The pum     3 $0,05$ The pum     2 $0,03$	15,56 <u>15–12,6</u> 13,80 28,95 28,95 2,53 2,53	1067,67 <u>2197–703</u> 1592,67 <u>307–267</u> 287,00 <sup>3</sup> ape <sup>r</sup>	104,28 <u>199–26,5</u> 86,07 86,50 86,50	709,83 <u>1862–694</u> 1470,33 <u>313–182</u> 247,5	$\frac{10,19}{36-17,7}$ $\frac{36-17,7}{1470,33}$ $\frac{8,06-0.59}{2}$	46,8-4,33	204-11,4	56-3,98
arepum $3$ $0,1-0,05$ $0,07$ arepum $2$ $0,07$ $2$ $0,07$ $2$ $0,05$ $2$ $0,03$ $0,11$ $3$ $0,04$ $3$ $0,05-0.021$ $4$ $0,03$ $1$ $0,03$ $1$ $0,03$ $0,03$ $1$ $4$ $0,03$ $0,03$ $1$ $4$	$     \frac{15-12.6}{13,80}     27.9-31.4     28.95     28.95     2.53     2.53     2.53  } $	2197-703 1592,67 <u>307-267</u> 287,00 3ape <sup>r</sup>	<u>199–26,5</u> 86,07 86,50 86,50	<u>1862–694</u> 1470,33 <u>313–182</u> 247,5	<u>36–17,7</u> 1470,33 <u>8,06–0,59</u>	17,44	100, 18	19,77
$a_{nepum}$ $0,07$ $0,07$ $0,05$ $2$ $a_{nepum}$ $2$ $0,05$ $2$ $b_{yda}$ $8$ $0,11$ $8$ $a_{nepum}$ $8$ $0,1-0.0$ $3$ $a_{nepum}$ $8$ $0,04$ $3$ $a_{nepum}$ $3$ $0,03$ $1$ $a_{nenum}$ $2$ $0,03$ $1$ $a_{npum}$ $2$ $0,03$ $1$ $a_{nbum}$ $2$ $0,03$ $1$	$\begin{array}{c} 13,80\\ \underline{27,9-31,4}\\ 28,95\\ \underline{8,21-0,14}\\ 2,53\end{array}$	1592,67 <u>307–267</u> 287,00 3ape <sup>r</sup>	86,07 <u>140–33</u> 86,50	$\frac{1470,33}{313-182}$ $\frac{247,5}{247,5}$	1470,33 <u>8,06–0,59</u>	13-2,47	141 - 13, 3	27,5-5,94
konupum     2 $0,05$ $2$ $yyda$ 8 $0,11$ $3$ $anepum$ 8 $0,11$ $3$ anepum     8 $0,04$ $3$ $anepum$ 3 $0,03$ $1$ $anemum$ 2 $0,03$ $1$ $anemum$ 2 $0,03$ $1$ $anemum$ 2 $0,03$ $1$ $anemum$ 2 $0,03$ $1$	27.9–31.4 28,95 <u>8.21–0,14</u> 2,53	<u>307–267</u> 287,00 3ape <sup>r</sup>	<u>140–33</u> 86,50	<u>313–182</u> 247,5	8,06-0,59	6,32	56,70	14,75
Somepum     2 $0.201-0.034$ $8$ Syda     8 $0.11$ $3$ Taepum     8 $0.1-0.0$ $3$ Taepum     8 $0.05-0.021$ $4$ Tenum     3 $0.05-0.021$ $4$ Tenum     2 $0.03$ $1$ Taenum     2 $0.03$ $1$ Taenum     2 $0.03$ $1$ Tabut     2 $0.03$ $1$ Tabut     2 $0.03$ $1$ Tabut     2 $0.03$ $1$	28,95 <u>8,21–0,14</u> 2,53	287,00   3ape <sup>r</sup>	86,50	247,5		13-2,17	160-45,1	34,1–15,1
yoa     8 $0.11$ 8 $0.11$ 8 $0.1$ $arepum$ 8 $0.1-0.0$ $3$ $arepum$ 8 $0.04$ $3$ $aremum$ 3 $0.05-0.02$ $1$ $aremum$ 2 $0.03$ $1$ $aremum$ $2$ $0.03$ $1$	<u>8,21–0,14</u> 2,53	3ape <sup>1</sup>		-	4,33	7,59	102,55	24,60
pyda     8 $0.201-0.034$ 8 $0,11$ 8 $0,11$ $anepum$ 8 $0.1-0.0$ 3 $anepum$ 8 $0.04$ 3 $nenum$ 3 $0.05-0.02$ 1 $nenum$ 2 $0.05-0.021$ 4 $upum$ 2 $0.03$ 1 $noum$ 2 $0.03$ 2 $0,03$ $1.73-0.39$ 2	<u>8,21–0,14</u> 2,53	-	1CHCNUC		_	-	<u>-</u>	
you $0,11$ $3$ $0,1-0.0$ $3$ $0,04$ $3$ $0,05-0.02$ $1$ $2$ $0,03$ $1$ $0,03$ $2$	2,53	1852-36,8	961–75	2648-105	26,5-2,45	70-1,68	11796-345	6,42-0,69
unepum     8 $0.1-0.0$ 3       unenum     3 $0,04$ $1$ nenum     3 $0,05-0.02$ $1$ nenum     2 $0,03$ $1$ upum     2 $0,03$ $4$ $0,03$ $1.73-0.39$ $2$		746,22	406,25	1620, 12	13,45	25,29	6011,87	2,81
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	3,63-0,05	2360-68	176-56	4868 - 180	5,02-0,0	14,3-3,79	1724-52,4	
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	0,97	1041,38	118,5	2139,75	3,58	9,75	919,18	HOO/H
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0,0,01	1725-921	1467-279	1678-1201	н/обн	544-304	18819-1794	104-37
$upum \qquad 2 \qquad 0.05-0.021 \qquad 4 \\ 0.03 \qquad 0.03 \qquad 2 \\ 0.03 \qquad 2 \\ 0.32 \qquad 2 \\ 0.33 \qquad 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0$	0.59	1306,67	733	1463,67		439	11817,67	71,67
$\frac{4pum}{2} \qquad 0.03 \qquad 0$	45,3-43,7	273-27	748-45,6	367 - 18, 4	5,4-5,38	12,8-4,15	1254-422	1,26-1,12
2.32   <u>1.73-0.39</u>   <u>2</u>	44,1	150,00	396,80	192,7	5,38	8,48	838,00	1, 19
$\frac{1.73-0.39}{2}$		Γop	евское					
	2,45-1,69	1642-319	<u>405–295</u>	852-481	9,12-1,79	50,2-26,7	1758-576	148-75
704 1,29	2,09	713,25	359,5	664,75	4,94	39,15	1107	111,5
2,48–1,63 <u>2</u>	2,85-2,42	203-52	<u>62–48,7</u>	16,3-4,79	ндо/н	6,38-3,2	238-65	3, 71 - 1, 01
<i>2</i> ,06 2,06	2,65	127,50	55,35	10,55		4,79	151,50	2,36
, <u>0,039–0,016</u> <u>1</u>	1,06-0.65	1877-853	485-342	1824-1182	ндо/н	1008-677	301 - 160	204-159
ленит 2 0,03	0,86	1365,0	413,5	1503,00		842,50	230,50	181,50

По нашим данным, содержания индия в рудах варьируют от 10 до 130 г/т (среднее по 20 определениям 55 г/т), наиболее высокие (111–130 г/т) характерны для проб с преобладанием халькопирита или борнита (в сумме 25–35 % объема). Максимальны концентрации индия в сульфидных минералах (сфалерите, халькопирите, станнине), более низкие – в касситерите. Высокие концентрации индия свойственны не только оловорудным жилам, но и сопровождающим их околожильным метасоматитам: до 400 г/т в зоне метасоматически измененных грейзенов с вкрапленностью халькопирита. Это значительно выше, чем в кварцтопазовых грейзенах на месторождении Мангабейра в Бразилии (40–113 г/т) [7].

#### выводы

Результаты исследований концентраций индия в колчеданно-полиметаллических и оловосульфидных месторождениях Сибири и Дальнего Востока и анализ опубликованных данных показали, что уровень содержания In в рудах этих месторождений в целом превышает среднестатистический в подобных месторождениях разных регионов мира и может представлять промышленный интерес. Главными концентраторами индия в рудах этих месторождениях являются сульфидные минералы (сфалерит и халькопирит в колчеданно-полиметаллических месторождениях и халькопирит, борнит и сфалерит в грейзеновых оловосульфидных). Кроме того, в рудах колчеданно-полиметаллических месторождения Сd (до 1620 г/т), Ag (406 г/т) и Te (до 111,5 г/т), а в оловосульфидных –Ge (до 37 г/т), Ga (до 37 г/т) и Nb (до 66 г/т), что увеличивает их инвестиционную привлекательность.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта «Элементы-примеси в редкометалльных и полиметаллических рудно-магматических системах...» № 123, проекта РФФИ № 14-05-00191 и проекта ФЦП «Создание научнотехнического задела в области выявления промышленных типов месторождений индия» № 2014-14-576-0051-1203.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Гавриленко В.В.</u>, Погребс Н.А. Индий в рудах месторождения касситериткварцевой формации // Зап. ВМО, 1992. Т. 121. № 2. С. 41–47.

2. <u>Гаськов И.В.</u>, Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р. Факторы концентрирования элементовпримесей в рудах колчеданных месторождений юга Сибири // Геология и геофизика, 2005. Т. 46. № 3. С. 303–317.

3. <u>Гоневчук В.Г.</u>, Коростелев П.Г., Семеняк Б.И. О генезисе оловорудного месторождения Тигриное (Россия) // Геология рудных месторождений, 2005. Т. 47. № 3. С. 249–264.

4. <u>Попова В.И.</u>, Попов В.А., Коростелев П.Г. и др. Минералогия руд W-Snместорождения Тигриное на Сихотэ-Алине и перспективы его освоения. Институт Минералогии УО РАН. Наука: Екатеринбург, 2013. 132 с.

5. <u>Семеняк Б.И.</u>, Ефименко С.А., Коростелев П.Г. и др. Металлогения Баджальского рудного района юга Дальнего Востока // Металлогения главных оловорудных районов Дальнего Востока. Владивосток, 1988. С. 57–85.

6. <u>Чан Туан Ань</u>, Гаськов И.В., Чан Чонг Хоа и др. Минералого-геохимические особенности и условия образования полиметаллических месторождений структуры Логам Северо-Восточного Вьетнама // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. №7 С. 817–833.

7. <u>Moura Marcia Abrahao</u>, Botelho Nilson Francisquini, Carvalho de Mendonca Fabio The indium-rich sulfides and rare arsenates of the Sn-In mineralized Mangabeira A-type granite, central Brazil // Can. Mineral., 2007. V. 45. № 3. P. 485–496.

# ГЕОХИМИЯ БЛАГОРОДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ЭТАПАХ СТАНОВЛЕНИЯ РАЗНЫХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ

О.М. Глазунов<sup>1</sup>, Т.А. Радомская<sup>1,2</sup>, В.И. Меньшиков<sup>1</sup>, В.Н. Власова<sup>1</sup>

1– Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия 2–Иркутский государственный университет, 664003 г. Иркутск, ул. Карла Маркса, 1, Россия

Сравниваются ЭПГ в гипербазит-базитовых содержания разных массивах. характеризующихся различным возрастом и расположенных в зоне сопряжения складчатого обрамления с Северо-Азиатским кратоном. В гипербазитах нижнего архея шарыжалгайского комплекса Прибайкалья элементы платиновой группы (ЭПГ) присутствуют в рассеянной форме, характер их распределения приближен к составу докембрийских коматиитов. В них сохранены первичные субхондритовые связи Os>Ru. В дунит-перидотит-габбровых расслоенных массивах распространены висмутотеллуриды палладия. Отмечается возрастание Pd/Ir отношения от ранних дифференциатов к поздним, за счёт накопления в остаточном расплаве Pd, и «сброса» в твёрдую фазу тугоплавкого Іг. Неодинаковый характер накопления платины и палладия обусловливается связью с сульфидами и флюидной составляющей. Маркирующая роль платиноидов проявляется на разных стадиях эндогенного процесса в виде изменения отношения Os-Pt, Pd-Pt, Os-Ru.

гипербазит-базитовые массивы, ЭПГ, сульфиды, руды, архейская мантия

# GEOCHEMISTRY OF PRECIOUS ELEMENTS AT STAGES OF FORMATION OF DIFFERENT BASITE-HYPERBASITE MASSIFS

## O. M. Glazunov, T. A. Radomskaya, V. I. Menshikov, V. N. Vlasova

Compares the content of platinum group elements (PGE) in different hyperbasite-basite massifs, characterized by various age and located in a zone of conjugation of the folded framing of the North-Asian craton. The PGE are present in dispersed form in the hyperbasites of the early Archean of a Sharyzhalgay complex of Pribaikal'e. The PGE distribution nature is close to the composition of Precambrian komatilites and they kept the primary subchondritis relations (Os>Ru) in the ultrabasites. Palladium bismuto-tellurides are distributed in the dunite-peridotite-gabbro layering massifs. Marked increase of Pd/Ir ratio from the early to the late differentiates due to the accumulation in residual melt of Pd and "reset" in the solid phase refractory Ir. Unequal nature of the accumulation of platinum and palladium is caused by the relationship with sulfides and a fluid component. Marking the role of platinoids is shown at different stages of endogenous process in the form of change the relation Os-Pt, Pd-Pt, Os-Ru.

hyperbasite-basite massifs, PGE, sulfides, ore, archean mantle

В зоне сопряжения складчатого обрамления с Северо-Азиатским кратоном гипербазит-базитовые массивы характеризуются различным возрастом и концентрациями платиноидов. Для гипербазитов нижнего архея шарыжалгайского комплекса Прибайкалья элементы платиновой группы (ЭПГ) присутствуют в рассеянной форме. Pt (12–27 мг/т)

преобладает над Pd (2–4 мг/т) при выдержанном соотношении Os>Ru. По параметрам Pd/Ir – MgO они приближены к составу докембрийских коматиитов (рис. 1). Исходя из полученных данных и известной ограниченности растворения ЭПГ в силикатах, можно остановиться на ультрадисперсной форме вхождения ЭПГ в силикаты, заполняющей дефекты кристаллической структуры, дырочные центры, или образующие молекулярные кластеры. Лучшим сорбентом является пироксен, принимающий до 0,3 мг/т ЭПГ. В антигорите, хлорите, флогопите, присутствие невидимых под микроскопом ЭПГ можно связать с принудительной диффузией в гидроксильные пакеты или трубчатые каналы (хризолит).



Рис. 1. Отношение Pd/Ir к MgO в породах гипербазит-базитовых массивов Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского докембрийских выступов Северо-Азиатского кратона.

1-6 – массивы Канского блока: 1-4 – Кингашский: 1 – дуниты, 2 – верлиты, 3 – клинопироксениты, 4
метагаббро, 5-6 – Идарское Белогорье: 5 – апогарцбургитовые серпентиниты, ортопироксениты, метагаббро, 6 – гранатовый лерцолит Игильского массива; 7 – Желосский массив Бирюсинского блока, 8-11 – массивы Шарыжалгайского блока: 8 – перидотиты Крутой Губы в гнейсах, по [4], 9 – Кундуй, 10 – Хогот, 11 – коматииты, по [8].

При инертности ЭПГ в сухих условиях гранулитовой фации, толчком к аккумуляции платиноидов может быть газовая фаза. Это обусловлено энергетическим сродством ЭПГ с галогенидами [7]. Не исключается собирательная кристаллизация ЭПГ в процессе подплавления и перекристаллизации. Перекристаллизация хондритов не ведёт к изменению содержаний Au, Ir, тогда как в мантийных условиях, судя по изученным ксенолитам в

кимберлитах, дезинтеграция, деформирование и подплавление приводят к увеличению содержания ЭПГ на порядок [3]. Отсюда, повышенный уровень (в мг/т) Pt (6,60), Pd (6,00), Os (3,00), Ir (6,26), Ru (7,10), Rh (0,62), Au (8,80) в гранатовых перидотитах среди гнейсов архея Восточного Саяна, принятых за состав архейской протомантии, может быть следствием таких процессов. Обогащённость локальной мантии ЭПГ увеличивает перспективность гипербазитов в северо-западной части Восточного Саяна.

В дунит-перидотит-габбровых расслоенных массивах распространены висмутотеллуриды палладия, ассоциирующиеся с наиболее сернистыми и наименее железистыми пирротинами и пентландитами со средним количеством, как серы, так и железа. Платина рассеивается в пирротинах с высоким содержанием серы, тогда как образование самостоятельных фаз платины, в основном в виде сперрилита, происходит в парагенезисе с низко-сернистыми пирротинами. Зависимость концентрации платиноидов в твёрдом растворе от состава пентландита отмечена в опытах [5]. Высокая сорбционная способность палладия к газовой фазе усиливает концентрирование этого элемента в аномально богатых ликвационных рудах месторождений (до 17 г/т), что согласуется с экспериментальными данными [6]. Наблюдаемое в расслоенных массивах накопление платины не только в нижних, но и в верхних горизонтах происходит под влиянием метасоматических процессов и каталитических свойств платины – изменять свою валентность в разных соединениях [1].

Неодинаковый характер накопления платины и палладия обусловливается связью с сульфидами и флюидной составляющей. На существование подобного механизма накопления ЭПГ указывают находки в медно-никелевых месторождениях малосульфидных платиноидных горизонтов.

Маркирующая роль платиноидов проявляется на разных стадиях эндогенного процесса в виде изменения отношения Os–Pt, Pd–Pt, Os–Ru. В архейских гипербазитах сохраняются первичные субхондритовые связи Os>Ru. Что касается геохимического антагонизма Pt и Os в породах базит-гипербазитовых массивов, то нередко первичное распределение искажено вторичными парагенезисами. Это связано с тем, что соединения Os отличаются повышенной способностью к миграционному выносу при метаморфизме и метасоматозе. В пикритовых расплавах на дорудном этапе распределение ЭПГ увязывается с петрологической схемой кристаллизационной дифференциации Боуэна. В последующем оно осложнено наложенными процессами.

Завершающие фазы разных рудно-магматических систем (РМС) характеризуются сродством ЭПГ с электроположительными Bi–Te, As, вхождением в Au–Ag–Hg соединения. Реконцентрация ЭПГ происходит в основном под влиянием метасоматоза и гидротерм. Минералами-индикаторами рассеянных элементов платиновой группы являются клинопироксены с содержанием до 0,3 г/т ЭПГ. Особенно ёмкими для локализации ЭПГ являются клинопироксены с нарушенной структурой (по Мёссбауэру) [2]. Образование эпигенетических брекчиево-жильных богатых по платине руд приходится на этапы собирательной перекристаллизации первичных вкрапленных руд, тогда как собственно

165

раннемагматические вкрапленные руды несут на себе следы субхондритовых характеристик (см. рис. 1).

## ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Гинзбург С.И.</u> Аналитическая химия платиновых металлов. Под ред. акад. А.П. Виноградова. М: Наука, 1972. 616 с.

2. <u>Глазунов О.М.</u>, Баюков О.А., Колосков А.В. Кристаллохимическая позиция железа в структуре пироксенов из различных геодинамических условий // Тез. докл. II Нац. кристаллохим. конф. РФФИ, Черноголовка, 22–26 мая 2000 г. Черноголовка: ИПХФ РАН, 2000. С. 165–166.

3. <u>Глазунов О.М.</u>, Соловьёва Л.В. Перспективы продуктивности верхней мантии (ВМ) Североазиатского кратона (САК) и его складчатого обрамления // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых: матер. междунар. науч.-техн. конф. «Горногеологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». Томск: Ин-т геологии и нефтегазового дела ТПУ, 2001. С. 33–36.

4. <u>Горнова М.А.</u> Геохимия и генезис архейских ультрамафитов Шарыжалгайского гранулит-гнейсового комплекса. Автореф. дис... канд. геол.-минералог. наук: 04.00.02 Иркутск, 1989. 15 с.

5. <u>Дистлер В.В.</u>, Малевский А.Ю., Лапутина И.П. Распределение платиноидов между пирротином и пентландитом при кристаллизации сульфидного расплава // Геохимия, 1977. № 11. С. 1646–1658.

6. <u>Колонин Г.Р.</u>, Синякова Е.Ф. Высокотемпературные сульфидные твёрдые растворы как промежуточные коллекторы накопления платиноидов в природных и технологических процессах // Платина России: сб. науч. трудов. Т. VI. М.: ООО «Геоинформмарк», 2005. С. 180–188.

7. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М: Наука, 1979. 263 с.

8. <u>Maier W.D.</u>, Roelofse F., Barnes S.-J. The concentration of the platinum-group elements in South African komatiltes: implication for mantle sources, melting regime and PGE fractionation during crystallization // Journ. Petrology, 2003. V. 44, № 10. P. 1787–1804.

# МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ РУДНЫЕ СИСТЕМЫ ПРИКОЛЫМСКОГО ТЕРРЕЙНА

## А.Н. Глухов

ЗАО «Чукотская горно-геологическая компания», 689000, Чукотский АО, г. Анадырь, ул. Рультытегина, 2, Россия

Рассмотрены медно-порфировые рудные системы, известные в пределах Приколымского террейна и связанные с мезозойским Уяндино-Ясачненским вулканогенным поясом. Показаны особенности состава их руд, отличающие их от других и отражающие консолидированный характер и зрелость литосферы Приколымья.

порфиры, минерализация, террейн, консолидированная кора

# PORPHYRY-COPPER ORE SYSTEMS OF THE PRICOLYMA TERRANE A.N. Glukhov

Described of porphyry-copper ore systems, located at Prikolyma terrane and related with Mezozoic Uyandina-Yasachnaya volcanic belt. Showed main features of geology, mineralogy and geochemistry, that difference in comparison with others and could be explained by consolidated and maturity of crustal structure of the Prikolyma region.

porphyry, mineralization, terrane, consolidated crust

Медно-порфировые рудные системы известны на Северо-Востоке Азии в пределах трех мезозойских вулканогенных поясов – Уяндино-Ясачненского, Олойского и Удско-Мургальского (рис. 1). Первый характеризуется латеральной зональностью, выражающейся в распространении на его западном отрезке, развитом на мафическом основании, колчеданной Cu-Zn минерализации (Хотойдох), а на центральном отрезке, наложенном на терригеннокарбонатные толщи террейнов-отторженцев окраины Северо-Азиатского кратона (Омулевский и Приколымский и террейны) – Сu-порфировых рудных систем (Кунаревский, Гайский и Право-Дуксундинский узлы, соответственно).

Ha юге Приколымского террейна, непосредственно на границе с его непосредственным обрамлением располагается Право-Дуксундинский рудный узел, приуроченный к изометричной вулкано-плутонической структуре диаметром около 50 км, выполненной верхнеюрскими вулканогенно-терригенными молассовыми отложениями. Цоколь структуры представлен кварцитами и филлитами рифея и алевролитами, известняками и туфами раннего карбона. В ее центре обнажен шток гранитоидов площадью 5 км<sup>2</sup>. В его составе выделяются три фазы, представленные кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранит-порфирами. Абсолютный K-Ar возраст гранит-порфиров 128 млн лет [1]. По геофизическим данным, шток представляет собой вскрытую эрозией часть крупного гранитоидного плутона. В пределах рудного узла известны два рудопроявления и несколько пунктов минерализации.

167



Рис. 1. Вулканогенные пояса, медные и золото-серебряные рудопроявления Колымо-Охотского региона (по [1], с изменениями и дополнениями).

1 – кратонные террейны (ОН – Омолонский, ОХ – Охотский); 2– террейны пасссивной континентальной окраины (ПК – Приколымский, ОМ – Омулевский); 3 – пассивная окраина Северо-Азиатского кратона (верхоянский комплекс); 4 – океанические террейны (МО – Момский) и эсиматические островодужные (ОБ – Олойской-Березовский) террейны; 5 – Балыгычано-Сугойский рифтогенный прогиб; 6 – вулканогенные пояса (КВП – Кедонский, ОВП – Олойский, УЯВП – Уяндино-Ясачаненский, УМВП – Удско-Мургальский, ОЧВП – Охотско-Чукотский); 7 – разломы; 8 – медно-порфировые и ассоцирующие с ними жильные рудопроявления, упломянутые в тексте (1 – Невидимка, 2 – Опыт, 3 – Глухой, Тимша, 5 – Кунаревское, 6 – Гайское); 9 - эпитермальные золотосеребряные проявления (4 – Тимша)

На рудопроявлении Невидимка биотит-эпидот-хлорит-кварцевые и серицит-хлоритполевошпат-кварцевые пропилиты образуют обширные (0,5–1,5 км<sup>2</sup>) изометричные ореолы, в осевых частях которых обособляются рудные зоны, представляющие собой штокверки серицит-кварцевого и сульфидно-серицит-кварцевого состава. Локально развиты эпидот-гранатовые скарны, приуроченные к контактам гранитоидов с известняками. Гипогенные рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, пирротином, галенитом, арсенопиритом, энаргитом (Cu<sub>3</sub>AsS). Содержания Cu 0,1–1 %, Zn, Pb < 1 %, Ag < 30 г/т, Au < 0,3 г/т. Геохимический спектр руд: Cu–Ag–Zn–Bi–Pb–Sb–As–Mo–Au.

Рудопроявление Опыт сложено рифейскими кварцитами и кварц-хлоритсерицитовыми сланцами. Гидротермально-метасоматические образования представлены крутопадающими сульфидно-карбонат-кварцевыми жилами и прожилками с ореолами метасоматического окварцевания. Главное рудное тело представляет собой жильную зону, образованную сульфидно-карбонат-кварцевыми жилами, с разделяющими их интервалами брекчированных сланцев. Мощность жильной зоны до 30 м, отдельных жил до 3 м. Гипогенные рудные минералы представлены пиритом, пирротином, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, борнитом. Содержания Cu < 47 %, Zn < 6 %, Pb < 19 %, Ag < 878 г/т. Геохимический спектр руд: Cu–Ag–Pb–Bi–Zn–As–Au–Sb.

Севернее, в центральной части Приколымского террейна, располагаются рудопроявления Глухой и Тимша. Первое представлено крутопадающими сульфиднокварцевыми прожилково-жильными зонами среди рифейских метариолитов. Содержания в них достигают: Au 0,54 г/т, Ag 34 г/т, Cu 9 %, Pb 2,4 %, Zn 2,2 %. Минерализация пиритом, халькопиритом, сфалеритом, представлена галенитом, халькозином. Геохимический спектр Ag-Cu-Pb-Au-As-Mo-Sb-Bi. С полиметаллическим руд оруденением ассоциируют каркасно-пластинчатые карбонат-сульфидно-кварцевые жилы, содержащие Аи до 32 и Ад до 521 г/т, соответственно.

Рудопроявление Тимша эпитермального золото-серебряного типа располагается в рифейских мраморизованных известняках чебукулахской серии. Рудные тела приурочены к пологим надвигам и представлены минерализованными брекчиями окварцованных известняков. Содержания достигают (в г/т): Au 13, Ag 300. Геохимический спектр руд: Hg–Ag–Au–W–As–Sb–Cu.

Медно-порфировые рудные системы Приколымья включают полный набор геологогенетических типов минерализации: сульфидно-кварцевые штокверки с Au-Cu оруденением в порфировых гранитоидах и ассоциирующие с ними скарны с Cu–Pb–Zn минерализацией в центральной части (Невидимка), жилы и жильные зоны с Cu–Pb–Zn–Ag минерализацией среди пород осадочно-меморфической рамы (Опыт, Глухой) и эпитермальная Au–Ag минерализация (Глухой, Тимша) на периферии.

Руды характеризуются сходными геохимическим спектром руд (Cu–Ag–Pb–As, Au, Bi, Sb), химическим составом халькопирита (табл. 1) и специфическими изотопным составом сульфидной серы: значения  $\delta^{34}$ S составляют +4,2– +13,0‰. Это отражает специфику состава ассоциирующих вещественных комплексов, а именно преимущественно сиалический состав субстрата рифейских толщ Приколымского террейна. «Тяжелая» сульфидная сера Приколымья не имеет аналогов среди месторождений Северо-Востока РФ, и необычна для медно-порфировых систем вообще.

Элементи		Невидимка	ı		Опыт		Глухой		
Элементы	1	2	3	1	2	3	1	3	3
Си	32,65	33,18	33,12	33,08	32,12	31,50	35,79	35,22	35,09
Fe	30,22	30,18	29,90	31,72	29,56	30,66	30,20	30,36	28,63
As	0,00	0,00	0,00	0,37	0,00	0,00	0,00	0,58	0,00
S	34,11	34,68	34,39	35,71	35,52	34,35	34,38	35,33	34,41
Sum	97,34	98,52	97,83	101,12	97,19	96,96	100,61	101,76	98,23

## Таблица 1. Химический состав халькопирита

Так, «классические» Си-порфировые месторождения Аризоны (Моренси) и Кавказа (Дастакерт), по нашим данным, характеризуются значениями  $\delta^{34}$ S от -0,5 до -2,0 ‰, а Филлипин (Лепанто) [2] –  $\delta^{34}$ S от -2,0 до -5,0 ‰.

Особенности состава медно-порфировых рудных систем Приколымья, по нашему мнению, можно объяснить консолидированным характером и зрелостью корового вещества Приколымья, в отличие от большинства других известных медно-порфировых провинций, заложенных преимущественно на слабо консолидированном существенно фемическом субстрате.

## ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Шпикерман В.И.</u> Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.

2. <u>Hedenquist J.W.</u>, Garcia Jr. Sulfur isotope systematics in the Lepanto mining district, Northern Luzon, Philippines // Mining Geology, 1990, v. 40. P. 67.

# МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

### И.В. Гордиенко

Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

На основе обобщения структурно-геологических, петролого-геохимических и изотопногеохронологических данных произведен террейновый анализ Байкальского региона и сопредельных территорий. Составлена геодинамическая карта, на которой выделены разнообразные геодинамические обстановки формирования тектонических структур региона в течение рифея, палеозоя и мезозоя. Установлено, что каждой геодинамической обстановке свойственно совершенны определенное тектоническое строение, ансамбль магматических и осадочно-метаморфических комплексов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

геологическое строение, геодинамические обстановки, металлогения, месторождения полезных ископаемых

# METALLOGENY OF VARIOUS GEODYNAMIC SETTINGS OF THE MONGOLO-TRANSBAIKALIAN REGION

## I.V. Gordienko

On the basis of structural, geological, petrological, geochemical, isotopic and geochronological data terrain analysis of Baikal region and adjacent territories and geodynamic mapping were carried out. Different geodynamic settings of tectonic structures formation during Riphean, Paleozoic and Mesozoic are marked on the map. Each geodynamic situation is characterized by specific tectonic structure, magmatic and sedimentary-metamorphic complexes and related mineral deposits.

geological structure, geodynamics of settings, metallogeny, deposits mineral resources

Изучение геодинамических режимов различных областей Земли с использованием методов тектоники литосферных плит позволили по-новому подойти к тектоническому и металлогеническому анализу территорий. Так, при исследовании магматических пород различного состава в складчатых областях Земли было установлено, что геохимические особенности пород практически не зависят от возраста, а определяются главным образом типом геодинамической обстановки, в которой они формировались. Выявлено, что для каждой обстановки характерно строго определенное геодинамическое строение, ансамбль тектонических структур, магматических и метаморфических комплексов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых [4, 5, 13].

В данной статье рассматриваются актуальные аспекты одной из важнейших фундаментальных задач геологии по разработке научно обоснованных критериев прогнозной оценки территорий на различные виды полезных ископаемых. Поставленная задача решалась на основе обобщения структурно-геологических, петролого-геохимических и изотопногеохронологических данных с применением террейнового анализа и палеогеодинамичкских реконструкций. На составленной нами геодинамической карте Байкальского региона и сопредельных территорий [2], выделены разнообразные геодинамические обстановки формирования тектонических структур региона в течение рифея, палеозоя и мезозоя, которые характеризуют возрастные геодинамические этапы и связанное с ними профилирующее промышленное эндогенное оруденение. Установлено, что структуры рассматриваемой территории Саяно-Байкальской области, Забайкалья и сопредельных районов Монголии включают Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс, образующий вместе с Сибирской платформой Сибирский кратон (континент), и расположенный южнее коллаж террейнов различной геодинамической природы, аккретированных к кратону в конце рифея, венде, раннем и позднем палеозое (рис. 1).

Здесь охарактеризованы террейны, представляющие собой фрагменты рифейских и палеозойских островных дуг, активных континентальных окраин, океанической коры (офиолитов, симаунтов и др.), турбидитовых бассейнов, континентального склона и его подножия, шельфов, а также фрагменты кратонных террейнов (микроконтинентов), сложенных докембрийскими кристаллическими породами [4, 6].

Установлено, что формирование современного геологического и металлогенического облика рассматриваемого региона связано с геодинамической эволюцией тектонических структур и магматизма, в ходе которой функционировали рудообразующие системы различного типа. Поэтому геодинамическая и металлогеническая эволюция тектонических структур Монголо-Забайкальского региона рассматривается через серию палеогеодинамических реконструкций, составленных на определенные этапы геологического развития от позднего докембрия до мезозоя. На исследованной территории отчетливо выделяются позднерифейские (байкальские), венд-раннепалеозойские (каледонские), среднепозднепалеозойские (герцинские), мезозойские (киммерийские) этапы формирования тектонических структур, магматических и рудоносных комплексов [2, 3, 6].

Геодинамические обстановки и металлогения байкальского этапа связана с распадом суперконтинента Родиния 630–750 млн лет назад и заложением рифтогенных океанических структур Палеоазиатского океана [3, 10]. В Северном Прибайкалье и Западном Забайкалье в байкальский этап в приэкваториальной зоне активно формировался Баргузино-Витимский океанический бассейн и сопряженные с ним Келянская и Метешихинская островодужные системы, а в Восточном Саяне – Дунжугурская, Шишхидгольская и Сархойская энсиматические островные дуги. К концу позднебайкальского этапа (630 млн лет) завершилось формирование островных дуг, окраинно-морских бассейнов, микроконтинентов и причленения их к окраине Сибирского кратона. В результате образовался Саяно-Байкальский складчатый пояс байкалид. Аккреционно-коллизионные процессы сопровождались внедрением коллизионных и постколлизионных гранитоидов. Вследствие этих процессов вблизи границ Сибирской платформы сформировался коллаж позднерифейских террейнов различной геодинамической природы, которые в начале венда образовали пассивную континентальную окраину Сибирского континента.



Рис. 1. Схема террейнов Байкальского региона и сопредельных территорий (по [4] с дополнениями и изменениями).

I – Сибирский кратон; 2 – террейны Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса (пассивная континентальная окраина кратона). Другие террейны юго-восточного складчатого обрамления Сибирского кратона: 3 – рифейско-палеозойские метаморфические: (ГГ – Гарганский, ХД – Хамардабанский, КР – Кичерский, МЛ – Малханский, МС – Муйский, ОЛ – Ольхонский, ПС – Протеросаянский, ЯБ – Яблоновый, ЗГ – Заганский); океанические: 4 – верхнерифейские (ИЛ – Ильчирский, ПР – Парамский, АО – Абага-Оланский), 5 – венд-раннепалеозойские (ХС – Хасуртинский, КН – Куналейский, ОК – Онон-Кулиндинский), силуро-девонские (КР – Кыранский, УБ – Усть-Борзинский, ШЛ– Пришилкинский); островодужные: 6 – верхнерифейские (КЛ – Келянский, СР – Сархойский), 7 – венд-раннепалеозойские (УВ – Удино-Витимский, ДЖ – Джидинский, ХМ – Хамсаринский), 8 – девон-раннекарбоновые (БН – Береинский, УР – Уртуйский); турбидитовых бассейнов: 9 – средне-верхнерифейские (АН – Аргунский, ББ – Бодайбинский, БМ – Бамбуйский, БР – Баргузинский, ДУ – Делюнуранский, ММ – Мамаканский, ОК – Олокитский, ШН – Шаманский, ВВ – Верхневитимский), 10 – нижнепалеозойский (ВД – Верхнеджидинский), 11 – девон-раннекарбоновый (ДР – Даурский); 13 – разломы: а) условные, б) сдвиги, в) вбросо-сдвиги и надвиги.

Примечание. Перекрывающие мезо-кайнозойские структурно-вещественные комплексы не показаны.

Металлогения различных геодинамических обстановок байкальского этапа обусловлена формированием рифейских спрединговых (офиолитовых) рифтогенных зон и сопряженных с ними островодужных систем Саяно-Байкало-Муйского пояса (Сархойской, Метешихинской, Келянской) [1, 6, 11, 15, 16]. С данным этапом связаны месторождения чистого кварцевого сырья (Черемшанское, Чулбонское, Бурал-Сарьдаг, Атарханское), асбеста (Ильчирское, Молодежное), проявления хромитов с платинометалльной минерализацией (Гольцовый, Оспинский, Шаманский массивы) и ряд проявлений марганца, а кроме того, начало формирования золотого оруденения в углеродистых толщах (Барунгольское, Ольгинское, Медное, Ильчирское, Черемшанское и другие проявления).

Основной объем рудных объектов Северо-Байкальского рудного района связан с образованием верхнерифейских рифтов с океанической корой и островодужных комплексов в связи с заложением и развитием Палеоазиатского океана. Эволюция Олокит-Бодайбинской палеорифтовой системы с океанической корой обусловила формирование расслоенных ультрабазит-базитовых массивов с медно-никелевым и платиновым оруденением (Чайский, Авкитский, Йоко-Довыренский, Нюрундуканский), платино- и золоторудных месторождений Сухой Лог и Нерундинского, крупнейшего в мире Холоднинского свинцовоцинкового месторождения и другид перспективных проявлений и месторождений (рис. 2).

Со становлением островодужной системы Байкало-Муйского пояса связано формирование золотого оруденения энсиматического Келянского островодужного террейна (месторождения и проявления Ирокиндинское, Кедровское, Юбилейное, Ирбинское, Каменное, Каралон, Бахтернак и др.). В результате деструкции раннекембрийской континентальной коры образованы локальные спрединговые зоны (Шаманская и Бурлинская), контролирующие золотоносные россыпи. В Северобайкальском и Муйском рудных районах к подобным структурам приурочены проявления бериллия (Дылыбдыкит, Двуглавое, Анамакит, Абчада, Укучикта, Уакит И Левоминьская, Намаминская золотополиметаллические зоны).

Геодинамические обстановки И металлогения каледонского этапа рассматриваемого региона в венде и начале нижнего палеозоя (кембрий, ордовик и силур) – одни из важнейших эпизодов образования складчатой структуры и металлогении палеозоид южного обрамления Сибирской платформы. Тектоническая история этого этапа напрямую связана с историей развития и закрытия Палеоазиатского океана [2, 4, 10]. В раннекаледонскую эпоху (венд, ранний – средний кембрий) сформировались спрединговые энсиматические (Восточно-Тувинская, зоны COX, Джидинская, Адацагская) И энсиалические (Удино-Витимская и Ангино-Таланчанская) островные дуги, преддуговые, залуговые бассейны И междуговые спрединговые окраинные моря [7. В 81. позднекаледонскую эпоху (ордовик, силур) формирование венд-кембрийских островных дуг Палеоазиатского океана завершилось мощными аккреционно-коллизионными процессами сжатия и скучивания сиалических масс в результате столкновения террейнов различной геодинамической природы.



Рис. 2. Схема структурно-металлогенического районирования Северо-Байкальского рудного района (по [14] с дополнениями)

*I* – металлогенические провинции (А – Олокит-Делюн-Уранская, Б – Катеро-Удоканская); границы: 2 – металлогенических зон (поясов); 3 - рудных зон (а) и узлов (б); 4 - металлогенические зоны (пояса): А-І-Чуйская, А-II – Олокитская, А-III – Байкало-Верхнеангарская); 5 – рудные зоны: А-I-1 – Левоминьская золоторедкометалльно-полиметаллическая, A-I-2 – Рель-Левоминьская золоторедкометалльно-медная, A-I-3 – Кунерма-Абчадская золоторедкоземельная, А-ІІ-1 – Тыя-Холоднинская полиметаллическая и медноникелевая, А-II-2 – Ондокская медно-никелевая и железополиметаллическая, А-II-3 – Олокито-Чуйская полиметаллическая, А-II-4 - Кичеро-Мамская медно-никелевая и нефелиновая, Б-I-1 - Намаминская; 6 рудные узлы: 7- месторождения и рудопроявления (1- Холоднинское, 2- Вторая рудная зона, 3-Космонавтов, 4 – Асектамур, 5 – Оленеферма, 6 – Овгол, 7 – Галенитовое, 8 – Калакачан, 9 – Уокит, 10 – Йоко, 11 – Рыбачий, 12 – Известковое, 13 – Центральное, 14 – Ондоко, 15 – Медвежье, 16 – Чишмандинское, 17 – Абчадское, 18 – Мраморное-1, 19 – Мраморное-2, 20 – Большечуйское, 21 – Нерундинское, 22 – Ягниамат, 23 – Байкальское (Йоко-Довыренский массив), 24 – Чайское (Чайский массив), 25 – Гасан-Дякит, 26 – Верхнечайское, 27 – Верхнечайское-2, 28 – Нюрундуканское, 29 – Сыннырское, 30 – Кичерское, 31 – Анамакитское, 32 – Молодежное, 33 – Намаминское, 34 – Безымянное, 35 – Слюдянское, 36 – Тыйское); 8 – номера структурных блоков (I – Киренгский, II – Кутимо-Чайский, III – Мамско-Чуйский, IV – Укучиктинский, V – Олокитский, VI – Байкало-Верхнеангарский, VII – Мамско-Мамаканский, VIII – Баргузино-Котерский); 9 – крупные разломы с зонами дробления и рассланцевания (структурные швы): А – Абчадский, Б – Байкало-Конкудерский; 10 – прочие разрывные нарушения (межблоковые и внутриблоковые); полезные ископаемые: 11 – железо, 12 – титаномагнетит, ильменит; полиметаллы (Pb, Zn): 13 – холоднинский тип, 14 – миргалимсайский тип; 15 – никель, 16 – платина (МПГ), 17 – золото, 18 – бериллий, 19 – тантал и ниобий, 20 – редкие земли, 21 – молибден, 22 – нефелиновое сырье.

В итоге по всему складчатому обрамлению Сибирского кратона возник пояс коллизионных структур, которые совместно с отложениями шельфа и континентального склона образовали обширную континентальную окраину Палеоазиатского океана. Палеозойские гранитоиды, занимающие большие площади Прибайкалья и Западного Забайкалья, являются островодужными, коллизионными (внутрикоровыми) и постколлизионными (внутриплитными) образованиями.

Металлогения венд-раннепалеозойской Удино-Витимской островодужной системы энсиалического типа, в отличие от рифейских островных дуг, специализирована на железорудное, колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение, которое широко развито в Еравнинском рудном районе, сложенном вулканогенно-осадочными породами раннепалеозойского возраста [6, 9, 11, 14]. В одном только Озернинском рудном узле в нижнекембрийских осадочно-вулканогенных породах известно более 30 месторождений колчеданно-полиметаллических, железомарганцевых и других руд, в том числе крупнейшее в России Озерное свинцово-цинковое месторождение. Они относятся к гидротермально-осадочным, гидротермально-метасоматическим и скарновым.

Здесь же находятся золоторудные месторождения Назаровское, Левый Сурхебт и десятки проявлений. Кроме того, в рудном узле отмечены редкометалльная, марганцевая, апатитовая, баритовая минерализации. На основе анализа геологических и геофизических исследований выполнено прогнозно-металлогеническое районирование площадей, даны оценка их перспектив и рекомендации по дальнейшему направлению работ. По степени изученности и перспективности рудный узел разделен на 13 рудных полей, в пределах которых выделен 61 участок различной перспективности (рис. 3).

Для Джидинской островной дуги энсиматического типа венд-кембрийского возраста крупные проявления колчеданно-полиметаллической минерализации, особенно связанные с вулканогенно-осадочными толщами островодужного типа, пока не выявлены. Здесь известны россыпи и золоторудные проявления, которые традиционно связывают с мезозойским гуджирским комплексом. Однако имеется достаточно фактов, которые подтверждают более древний возраст золотого оруденения, связанного с офиолитовыми комплексами венда – кембрия [6, 7]. Металлогеническая специализация коллизионного характеризуется золотомедно-порфировыми этапа развития каледонид региона месторождениями в гранитоидах таннуольского комплекса в Восточном Саяне (Коневинское и – др.), а также Джидинской зоны Монголии (Эрэнгольское и – др.).

**Геодинамические обстановки и металлогения герцинского этапа** формировались в условиях рассеянного рифтогенеза и разнонаправленной субдукции по окраине Сибирского континента. С начала девона Палеоазиатский океан трансформировался в Палеотетис [4, 12].



Рис. 3. Схема прогнозно-металлогенического районирования Озернинского рудного узла (по [6]).

Границы: 1 – рудного узла, 2 – рудных полей; 3 – рудное поле (I – Озернинское, II – Назаровско-Магнетитовское, III – Ульзутуйское, IV – Туркул-Гундуйское, V – Звездно-Аришинское, VI – Гурвунурское, VII - Октябрьское, VIII - Субинское, IX - Таежнинское, X - Восточно-Гематитовское, XI -Южно-Гематитовское, XII – Гундуй-Аришинское, XIII – Горхон-Ульзутуйское; площади и их перспективы: 4 - I степень (вероятно оруденение на глубинах от 600-1000 до 1000-2000 м); 5 рудопроявления, участки аномалий и фланги рудного узла (вероятно оруденение на глубинах до 1000-6000 м); 6-8 – II степень, структуры, проявления и аномалии, где возможно наличие новых рудных залежей и оруденения на глубине: 6 - до 1000 м, 7 - 1000-2000 м, 8 - до 2000-3000 м; 9 - III степень, участки и структуры с неопределенными перспективами; 10-11 - IV степень, участки: 10 - вероятно бесперспективные, 11- бесперспективные и оцененные; 12- месторождения (1- Озерное, 2-Назаровское, 3 – Магнетитовое-Солонго, 4 – Аришинское, 5 – Туркул, 6 – Солнечное, 7 – Гурвунур, 8 – Гундуй, 9 – Звездное, 10 – Ульзутуй-2, 11 – Ульзутуй-1, 12 – Северный Гурвунур); 13 – проявления (13 – Таежное, 14 – Западный Туркул, 15 – Субе, 16 – Грейзеновое, 17 – Ульзутуй-3, 18 – Горхон, 19 – Октябрьское, 20 – Майское, 21 – Юбилейное, 22 – Южно-Гематитовое, 23 – Промежуточное, 24 – Васильевское, 25 – Дулмата, 26 – Хребтовое, 27 – Приозерное, 28 – Субе-62, 29 – Северно-Озерное, 30 – Южно-Аришинское, 31 – Южный Гундуй, 32 – Южно-Магнетитовое, 33 – Северно-Магнетитовое, 34 – Субе-68, 35 - Субе-71); 14 - границы выходов гранитоидов; 15 - системы разломов, разделяющих тектонические блоки; 16 – номера тектонических блоков; 17 – участки, перспективные на поиски золота; 18 - местоположение опорной глубокой скв. 32 на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении.

По южной (в современных координатах) окраине Сибирского континента существовали следующие геодинамические обстановки: 1) обширная Саяно-Байкальская активная континентальная окраина с рифтогенным и коллизионным магматизмом, а также мелководным морским осадконакоплением; 2) Хангай-Хэнтэй-Даурская система окраинно-континентальных спрединговых морей и окружающих их островных дуг Монголо-Охотского океанического бассейна; 3) Южно-Монгольская островодужно-океаническая система северной окраины Палеотетиса, которая, по-видимому, была удалена от Сибирского континента на значительное (свыше 2000 км) расстояние. На активной окраине Сибирского кратона в позднем карбоне – раннем триасе сформировался Селенгино-Витимский (Монголо-Забайкальский) вулканоплутонический пояс рифтогенного типа. К этому времени относится образование крупных гранитоидных батолитов – Ангаро-Витимского (290–320 млн лет назад) и Даурского (250–260 млн лет).

Металлогения герцинского этапа обусловлена главным образом рифтогенными постколлизионными процессами, (внутриплитными) а также островодужным И коллизионным магматизмом на активных континентальных окраинах [3, 5, 17]. В Восточном Саяне и Забайкалье выявлены бериллиевые (Снежное, Ермаковское, Ауник и др.), молибденовые (Жарчиха, Тамирское, Мало-Ойногорское), вольфрамовое (Оланское) месторождения, тантало-ниобиевые (Сайвонинское, Муйское, Безымянское, Биту-Джидинское, Утуликское и др.) проявления. С рифтогенными структурами герцинского этапа связано формирование щелочных массивов с редкометалльной и редкоземельной минерализацией (Сыннырского и Бурпала) и Мухальского массива нефелинсодержащих пород, включающего крупное месторождение небокситового глиноземистого сырья. В габбро-сиенитовой формацией (Арсентьевский, Хаильский массивы) известно титаномагнетитовое оруденение.

Геодинамические обстановки и металлогения мезозойского или киммерийского этапа Забайкалья и Монголии связаны с надвиганием Сибирского континента на структуры Монголо-Охотского океанического бассейна. В результате проявления этих процессов была перекрыта спрединговая зона этого бассейна, и на ее месте вдоль Монголо-Охотского линеамента сформировались овальные зоны «рассеянного» рифтогенеза и «распыленного» магматизма [5, 17]. Отличительная особенность данного процесса – сочетание обстановок сжатия и растяжения, в результате чего здесь образовались многочисленные вулканотектонические вулканитами дифференцированных структуры, сложенные (островодужных) и бимодальных (внутриплитных) серий, в ассоциации с редкометалльными гранитоидами различной щелочности и кислотности. Только на территории Забайкалья к настояшему времени выделено более двухсот рифтогенных впалин. сложенных разнообразными вулканическими и осадочными комплексами. Завершение мезозойского этапа развития региона выражено в максимальном проявлении внутриплитного магматизма и связанного мантийными плюмами горячего поля мантии.

Металлогения киммерийского этапа обусловлена внутриплитными рифтогенными процессами. Рудоносный этап охватывает интервал от 100 до 220 млн лет, а оруденение

178

распространено почти исключительно в южных районах Забайкалья. Здесь выделены протяженные пояса проявлений и месторождений молибденовых и вольфрамовых руд, Западно-Забайкальская бериллиеносная и карбонатитовая провинции [5, 6]. С киммерийским этапом связаны промышленные концентрации урана (Хиагда, Стрельцовское, Мардай), молибдена (Первомайское, Орекитканское), стронция флюорита И (Аршанское, это Халютинское, Акитское, Эгитинское, Наранское). В время сформировано профилирующее в Забайкалье и Монголии вольфрамовое (Холтосонское, Булуктаевское, Инкурское, Бом-Горхонское) и медно-молибденовое (Эрдэнет, Телемба, Кударинское) оруденение.

Новые фактические материалы по геодинамике и металлогении представляют собой научную основу для формирования минерально-сырьевой базы Байкальского региона и сопредельных территорий. На современном уровне они могут быть эффективно использованы при строительстве промышленных горно-обогатительных комбинатов и при проведении поисково-оценочных работ как на ранее известных, так и на новых объектах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН (проект 27.3) и ОНЗ РАН (проекты 2.1 и 10.1).

## ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Булгатов А.Н.</u>, Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41. №3. С. 230–240.

2. <u>Геодинамическая карта</u> Байкальского региона и сопредельных территорий. [Электронный ресурс] / Сост. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Масштаб 1:2000000. CD ROM. Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН. 2004.

3. <u>Гордиенко И.В.</u> Эволюция палеозойского магматизма и эндогенного оруденения складчатого обрамления юга Сибирской платформы и геодинамические обстановки его формирования // Тихоокеанская геология, 1992. № 4. С. 101–109.

4. <u>Гордиенко И.В.</u> Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.

5. <u>Гордиенко И.В.</u>, Кузьмин М.И Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика, 1999. Т. 40. № 11. С. 1545–1562.

6. <u>Гордиенко И.В.</u>, Миронов А.Г. Геодинамическая и металлогеническая эволюция Забайкалья в позднем рифее-палеозое // Отечественная геология, 2008. № 3. С. 46–57.

7. <u>Гордиенко И.В.</u>, Филимонов А.В., Минина О.Р. и др. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 1. С. 120–140.

8. <u>Гордиенко И.В.</u>, Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
9. <u>Гордиенко И.В.</u>, Нефедьев М.А., Платов В.С. Строение, минеральные типы рудных месторождений и перспективы освоения Еравнинского рудного района Западного Забайкалья // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Изв. Сиб. Отд. Секции наук о Земле РАЕН. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2013. № 1 (42). С. 18–27, 7–21.

10. <u>Добрецов Н.Л.</u> Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1–2. С.5–27.

11. <u>Жмодик С.М.</u>, Постников А.А., Буслов М.М. и др. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизионного пояса в неопротерозое – раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 1. С.183–197.

12. <u>Зоненшайн Л.П.</u>, Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 326 с.; Т. 2. 328 с.

13. <u>Критерии</u> прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. Л., Недра, 1978. 607с.

14. <u>Нефедьев М.А.</u> Объемная модель и оценка перспектив Озернинского рудного узла по геофизическим данным (Западное Забайкалье). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2009. 184 с.

15. <u>Нефедьев М.А.</u> Моделирование и оценка перспектив Северо-Байкальского рудного района по геофизическим данным (Северное Прибайкалье). Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2011. 227 с.

16. <u>Орсоев Д.А.</u> Платиноносность сульфидных руд Байкальского медно-никелевого месторождения (Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив) // Руды и металлы, 2008. № 6. С. 62–72.

17. <u>Ярмолюк В.В.</u>, Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений, 2012. Т.54. № 5. С. 375–399.

### САНГИЛЕНСКИЙ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКИЙ РАЙОН РЕСПУБЛИКИ ТЫВА: ТОЧКИ ЭКОНОМИЧЕСКОГО РОСТА

### О.К. Гречищев

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

Геолого-экономическое районирование Республики Тыва, проведённое специалистами Тувинской геологоразведочной экспедиции свидетельствует о перспективности развития на юговостоке территории на базе имеющихся разведанных месторождений горно-рудного производства, сырьё которых взаимосвязано при выпуске товарной продукции.

Улуг-Танзек, редкие металлы, нефелиновые сиениты, Тастыг, сподумен, пегматиты, метасоматиты.

### SANGILEN GEOLOGICAL AND ECONOMIC REGION OF TYVA REPUBLIC: AREAS OF ECONOMIC GROWTH

### **O. K. Grechishchev**

Specialists of Tuva geological expedition conducted geological and economic zoning of the Tuva Republic. The study showed that on the basis of existing proven deposits of ore mining and manufacturing development the south-east the territory could be promising.

Ulugh Tanzek, rare metals, nepheline syenite, Tastyg, spodumene, pegmatites, metasomatic rocks

Республика Тыва является самой молодой автономией Российской Федерации. За семидесятилетний период со времени вхождения её в состав Советского союза на территории республики открыты многочисленные уникальные месторождения полиметаллов, меди и молибдена, кобальта и никеля, редких металлов и редких земель, угля и асбеста, золота и ртути, подземных вод и стройматериалов и т.д. Наличие месторождений полезных ископаемых определяет перспективную возможность для создания горно-добывающей промышленности с целью удовлетворения общефедеральных потребностей соответствующих видов минерального сырья. Благоприятное сочетание месторождений различных полезных ископаемых создаёт основу для формирования на их базе промышленных узлов и центров по добыче и комплексной переработке полезных ископаемых

На основании анализа, проведённого Тувинской геологоразведочной экспедицией [3], размещение ведущих видов полезных ископаемых и возможных внутрирайонных связей по минеральному сырью на территории республики были выделены геолого-экономические районы с созданными и планируемыми очагами горно-добывающей промышленности. Таких районов в Туве было выделено пять: Центральный, Северо-Восточный, Восточный, Юго-Восточный и Юго-Западный. Такое районирование не потеряло свою актуальность и на сегодняшний день. Среди этих районов наиболее перспективным является Юго-Восточный, совпадающий в границах с нагорьем Сангилен. На территории Сангиленского нагорья широким развитием пользуются месторождения и проявления щелочных редкометалльных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов минерализованных танталом, ниобием, цирконием, гафнием, литием редкоземельными элементами иттриевой группы, ураном и торием. Типичным представителем месторождений этого типа является, детально освоению, Улуг-Танзекское, разведанное И подготовленное К самое крупное редкометалльное в России [2]. Его запасы по основным и попутным компонентам, утверждённые в 1988 году в ГКЗ СССР, поставлены на Государственный баланс. Разработанная и испытанная в полупромышленных условиях схема технологической переработки руд, позволяет извлекать из руд до 9 продуктов с рентабельностью на уровне средней по цветной металлургии. Существенное повышение рентабельности освоения месторождения возможно при извлечении из редкометалльных руд нового для нашей страны вида минерального сырья – криолита [1], запасы которого составляют величину, сопоставимую с известным в Гренландии Ивигтутским криолитовым месторождением. Использование криолита при производстве алюминия снижает энергоёмкость электролитических ванн на 20-25 %. В настоящее время отечественная алюминиевая отрасль использует искусственный криолит, получаемый из флюорита.

В пределах Улуг-Танзекского рудного поля находятся ещё два массива щелочных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов с редкометалльных аналогичными редкометалльно-криолитовыми рудами с повышенными концентрациями основных и попутных компонентов. Наличие на Сангилене более 30 интрузивов щелочных пород с уртитами, пригодных в технологическом производстве глинозёма, позволяет создать на юге Сибири дополнительную горнорудную базу алюминиевого сырья. Наиболее крупным объектом нефелиновых сиенитов здесь является Баянкольский массив с предварительно разведанными запасами глинозёма в количестве около 300 млн т. Прогнозные ресурсы Баянкольского месторождения оцениваются в 1 млрд т. Оно располагается в 40 км к востоку от Улуг-Танзекского. Лабораторными исследованиям руд в ВАМИ показано, что они по качеству близки рудам, отрабатываемого Кия-Шалтырского месторождения. Запасы месторождения на стадии предварительной разведки прошли экспертизу в ГКЗ СССР в 1989 Благоприятное сонахождение массивов нефелиновых сиенитов с участками году. высококачественных известняков позволяют создать на Сангилене глинозёмно-цементное производство.

Равноудаленно, в 100 км от Баянкольского и Улуг-Танзекского месторождений на крайнем юго-востоке Сангиленского нагорья вблизи границы с Монголией, располагается Тастыгское месторождение сподуменовых пегматитов, самого богатого по содержанию оксида лития в нашей стране. Кроме того, в рудах месторождения в качестве попутных компонентов содержатся касситерит, берилл и микролит. Месторождение разведано от поверхности до глубины 600 м подземными горными выработками и буровыми скважинами. Запасы Тастыга в 1962 году представлялись на рассмотрение в ГКЗ по категории С1. Однако по ряду причин: в связи с недостаточной изученностью гидрогеологических условий, недоработанностью технологической схемы переработки руд и с отсутствием выработок по простиранию пегматитовых тел, с целью изучения сплошности оруденения, представленные на утверждение запасы были переведены в категорию С2, в представленных авторских

182

объёмах. Добавление незначительного количества сподумена в электролитические ванны снижает потребление ими электроэнергии до 25 %. Тастыгское месторождение входит в состав Хусууин-Гольского пегматитового поля, являющегося самым восточным в стодвадцатикилометровом Южно-Сангиленском пегматитовом поясе, в котором сосредоточено ещё десять пегматитовых полей, содержащих более 20 рудопроявлений литиевых пегматитов.

Таким образом, юго-восток Республики Тыва представляет собой уникальный горнорудный узел, на небольшой площади которого сосредоточены крупные месторождения, способные поставлять колумбитовый и цирконовый, слюдяной и криолитовый концентраты, иттриевые редкоземельные продукты, кварц, полевошпатовый продукт, алюминиевое сырьё, кальцинированную соду и поташ, цемент, сподуменовый, микролитовый, касситеритовый и берилловый концентраты. Из этих концентратов и продуктов их переработки могут быть получены гафний, уран, торий, рубидий и новый многофункциональный материал – сипласт. Рассматриваемые Улуг-Танзекское, Баянкольское и Тастыгское месторождения связаны между собой единым алюминиевым производством: криолит Улуг-Танзека и литиевые соединения Тастыга, которые могут использоваться в производстве глинозёма, позволят добиться экономии электроэнергии при эксплуатации электролизных ванн до 50 % и снизить выбросы вредных веществ в атмосферу. Создание такого горно-рудного района невозможно без прокладки на юго-восток Тувы железнодорожной ветки, а вернее, продолжения трассы Курагино-Кызыл в Монголию. Заинтересованность в продлении железной дороги на юг на территорию соседнего государства не раз выражало руководство Монголии. Если такая дорога выйдет в Монголию, то она пройдёт соответственно в 100, 140 и 25 километрах от Улуг-Танзека, Баянкола и Тастыга.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Гречищев О.К.</u>, Шаповалов Д.Н. Криолит в рудах Улуг-Танзекского месторождения редких металлов в Юго-Восточной Туве // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых: Материалы Междунар. конф. Томск: Изд-во ТПУ, 2005. С. 387–391.

2. <u>Гречищев О.К.</u>, Жмодик С.М., Щербов Б.Л. Месторождение редких металлов Улуг-Танзек (Тува, Россия). Новосибирск: Изд-во «Гео», 2010. 196 с.

3. <u>Подкаменный А.А.</u> Минерально-сырьевая база Тувинской АССР и перспективы её расширения в XI пятилетке // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тув. Книж. Изд-во, 1981. С. 3–9.

### МИГРАЦИЯ РТУТИ, В ТЕХНОГЕННЫХ СИСТЕМАХ С ЭКСТРЕМАЛЬНО ВЫСОКИМИ СОДЕРЖАНИЯМИ РТУТИ (УРСКОЕ ХВОСТОХРАНИЛИЩЕ, КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

### М.А. Густайтис, И.Н. Мягкая, Б.Л. Щербов, Е.В. Лазарева

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

На примере Урского хвостохранилища изучены закономерности распределения форм нахождения ртути в природно-техногенной системе с высокими содержаниями элемента. Установлены повышенные содержания ртути в колодезных водах, также определены формы нахождения Нg в рыбе, растениях и грибах.

химические формы ртути, сульфидные хвостохранилища

### MIGRATION OF MERCURY IN TECHNOGENIC SYSTEMS WITH EXTREMELY HIGH HG LEVELS (URSK TAILINGS, KEMEROVO REGION) M.A. Gustaitis, I.N. Myagkaya, B.L. Shcherbov, E.V. Lazareva

The study of distribution Hg speciation in natural and technogenic systems for example of the Ursk tailing was done. The high values of Hg in well waters were determined. Also the mercury speciation in a fish, plants and mushrooms were established.

mercury species, sulfide-bearing tailing

#### введение

Известно, что соединения Hg крайне токсичны и имеют в природе большое разнообразие химических форм. Наибольшую опасность для населения представляют ее органические производные, которые в некоторых объектах окружающей среды накапливаются в довольно существенных количествах и попадают в пищевые цепи человека с водой и пищей [5]. Примером могут служить массовые отравления населения Японии (болезнь Минамата) Hg в 1943–1970 гг. из-за слива заводом Тиссо большого количества сточных вод, загрязненных солями метилртути.

Одним из серьезных источников загрязнения окружающей среды являются складированные отходы обогатительного производства, содержащие Hg. В пределах горного обрамления Кузбасса эксплуатируются месторождения железных руд, коренного и россыпного золота, цинка и других полезных ископаемых. В том числе опасность для окружающей среды представляют отвалы, поскольку до недавнего времени повсеместно для извлечения золота использовалась амальгамация Hg [9]. В рудах, отходы которых складированы в Урском хвостохранилище (Кемеровская область) содержание Hg было достаточно высокое (в первичных  $\approx 100$  мкг/г, в окисленных  $\approx 20-30$  мкг/г), что обеспечило ее повышенный местный фон в объектах окружающей среды не только вокруг хвостохранилища, но и на удалении от него. В рамках данного исследования было определено содержание форм ртути (HgS, HgX<sub>2</sub> и CH<sub>3</sub>HgX, где X – Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) в системе «субстрат – корни растений – надземные части растения», на данной территории (рис. 1).

Установлены формы нахождения Hg в грибах и рыбе; определены содержания элемента в питьевых водах посёлка, особенно в колодцах, вблизи складированных отходов.



### Рис. 1 Схема отбора проб в зоне Урского хвостохранилища.

Красными кругами обозначены участки опробования: *1* – на удалении от хвостохранилища; *2* – участок карьера; *3* – участок средней части потока рассеяния хвостохранилища; *4* – участок расположенный в месте впадения дренажного ручья в р. Ур; *5* – р. Ур в 5 км по течению ниже места впадения дренажного ручья.

### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ново-Урское месторождение, самое крупное среди Урской группы колчеданных медно-цинковых проявлений, расположено в Кемеровской области. Месторождение было открыто и стало разрабатываться в начале 40-х годов XX-го века [8]. Хвостохранилище сформировано из отходов цианирования, как первичных сульфидных руд, так и руд зоны окисления. По логу, где располагается хвостохранилище, протекает естественный ручей, воды которого в процессе взаимодействия с сульфидным веществом подкисляются до pH =2, а состав меняется с Ca–Mg–HCO<sub>3</sub> до Fe–Al–SO<sub>4</sub>. Содержание Hg в растворе дренажного ручья составляет от 4 до 47 мкг/г в зависимости от сезона. Отходы не закреплены и на протяжении 70-ти лет существования хвостохранилища размывались дождевыми и

паводковыми водами. Заболоченная территория лога, расположенная ниже хранилища вплоть до реки Ур (приток р. Иня) покрыта снесённым веществом отходов. Её растительность уничтожена в результате воздействия кислых дренажных растворов. Снесённое вещество перекрывает торф, причем над материалом отходов еще сохранились болотные кочки. Расположение хвостохранилища между жилыми кварталами поселка позволяет также оценить распространение Hg по трофическим цепям: вода – донные осадки – рыба, почвы – грибы и т. д. (см. рис. 1).

В колодезной и родниковой воде, отобранной в районе жилых кварталов, находящихся около хвостохранилища, определили: содержание Hg, общую минерализацию и жесткость. Также была отобрана водопроводная вода из центрального водопровода поселка (W-12). Пробы воды отобраны в посуду из светлого стекла и подкислены концентрированной HNO<sub>3</sub> двойной перегонки (1 мл на 200 мл пробы). Основной ионный состав природных вод и дренажных растворов установлен методом капиллярного электрофореза («Капель 103Р»). Определение суммарного содержания Hg в природных и колодезных водах проведено методом атомно-абсорбционной спектрометрии холодного пара после концентрирования на золотом сорбенте («Perkin Elmer» 3030В) [2].

Растения опробовались как на территории хвостохранилища, так и на удалении от него (см. рис. 1). Для этой цели были отобраны преобладающие виды прибрежных растений – камыш лесной (*Spirpus sylvaticus S.*) и камыш морской (*Spirpus maritimus L.*) [1]. Растения были отмыты, в чистой потом в дистиллированной воде и разделены на надземную и корневую части. Далее растения и субстрат, в котором они произрастали, были высушены до воздушно-сухого состояния.

Для изучения распределения химических форм Hg в растениях и субстрате применен разработанный авторами гибридный метод, сочетающий термический анализ с атомноабсорбционным детектированием, в основе которого лежит различие в температурах испарения для различных соединений ртути [12]. В работе использовали анализатор ртути (PA-915<sup>+</sup>, «Люмэкс») с пиролитической приставкой РП-91С.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ДИСКУССИЯ

На расстоянии 50–250 м от складированных отходов расположены жилые кварталы, население которых, использует только колодезные и родниковые воды, поскольку центральное водоснабжение в данном районе поселка отсутствует. Полученные данные показали, что пробы вод (W-17 и W-18), не пригодны для использования в качестве питьевой воды. Содержание Нg превышает ПДК в 3 раза (табл. 1). Растения легко поглощают Hg корневой системой из питающих растворов. Также известна особенность растений, произрастающих на загрязненных территориях, накапливать гораздо больше Hg, чем в нормальных условиях. Однако для многих растений, даже в условиях сильного ртутного загрязнения, дополнительное ее потребление ограничено [6].

№ пробы	Hg, мкг/л	Жесткость, мг/экв.	Минерализация, мг/л
W-12	0,1	4,6	330
W-15	<0,02	н.о.	Н.О.
W-17	1,33	10,4	600
W-18	1,55	16,7	980
W-20	0,1	Н.О.	Н.О.
ПДК [10]	0,5	7-10	1000-1500

Таблица 1. Содержание ртути в родниковой и колодезной воде в районе Урского хвостохранилища

Примечание: н.о. – не определяли.

Установлено, что Hg в надземных частях растений находится в метилированной форме (0,59–2,75 мкг/г) (рис. 2). В корнях растений на удалении от хвостохранилища Hg также находится в метилированной форме. В среднем ее содержание составляет 0,96 мкг/г. В непосредственной близости от хвостохранилища Hg в корнях растений присутствует в окисленной (HgX<sub>2</sub>), метилированной (CH<sub>3</sub>HgX) форме и в виде HgS. Метилированная форма явно преобладает (до 10 мкг/г). Присутствие неорганической Hg объясняется наличием частиц почвы на корнях, которая могла быть не до конца отмыта.





*Примечание:* с 1 по 5 по оси X - обозначены участки опробования, цифры над столбиками коэффициенты биологического накопления.

В субстратах, где произрастают растения, присутствуют все вышеупомянутые формы, однако соотношение их сильно отличается. В почвах, отобранных на берегу затопленного карьера, где ранее добывались руды, преобладают окисленная форма (21 мкг/г)

и сульфид ртути (12 мкг/г), а в пробе, отобранного потоке рассеяния хвостохранилища, преобладает метилированная форма (7,3 мкг/г). Содержание Нg в субстрате в зоне влияния хвостохранилища превышает ПДК (2,1 мкг/г) [3]: на берегу затопленного карьера в 17 раз, в потоке рассеяния – в 8 раз, в месте впадения дренажного ручья – в 1,8 раз. Важно отметить, что содержание Hg в растениях, отобранных в карьере ниже, чем в потоке рассеяния, а концентрация ртути в субстрате потока рассеяния в 3 раза меньше, чем в карьере. Максимальные концентрации Hg в растениях установлены в потоке рассеяния отходов обогащения (надземная часть – 2,8 мкг/г, корни – 25,7 мкг/г), в субстрате – материале, отобранном на берегу карьера, где добывались руды (37,2 мкг/г). Однако, содержания Hg в растениях из карьера значительно меньше (надземная часть – 0,59 мкг/г, корни – 5,2 мкг/г), чем на отвалах. Вероятно, определяющим фактором служит не содержание элемента в субстрате, а его доступность для растения, или уровень концентрации в растворе.

По данным исследования, вычислены коэффициенты биологического накопления (КБН) ртути растениями. Для территорий, удаленных от хвостохранилища (участки 1 и 5), Нg аккумулируется надземными частями растений и корнями из субстрата одинаково (КБН = 0,6–0,7). В непосредственной близости от хвостохранилища, аккумуляция надземными частями растений значительно ниже (КБН = 0,01–0,44). Однако в корнях растений, отобранных на данной территории, происходит значительное накопление Hg (КБН = 0,1–1,5).

Особую опасность в экологическом отношении представляет способность съедобных грибов к гипераккумуляции тяжелых металлов в районах промышленных выбросов, около крупных городов. Эта способность выражена гораздо резче, чем у высших растений и других организмов [4]. Исследование различных видов грибов на наличие в них Hg показало, что концентрация Hg в грибах превышает значения ПДК как на удалении от отходов, так и в районе хвостохранилища (табл. 2). Максимальные превышения (в 400 раз) зафиксировано в свинушках собранных около отвалов. Исходя из данных КБН в грибах, накопление Hg происходит значительно активнее отобранных на удалении от отвалов, чем на отвалах. Вероятнее всего, накопление ртути в грибах идет по такому же механизму что и в растениях [6].

Taominga 2. Cogepmanne ing biphoax b panone s peroio xboeloxpanninin	Таблица	2.0	Содержание	Ндв	грибах в ј	районе У	рского	хвостох	ранилищ
--	---------	-----	------------	-----	------------	----------	--------	---------	---------

Вид грибов	на удалении от отходов, Hg в мкг/г	КБН	на хвостохранилище, Hg в мкг/г	КБН
Белые	1,0	30	8,9	2
Сыроежки	0,065	2,0	5,8	1,4
Свинушки	0,45	13,6	20	4,7
ПДК [10]		0,0	5	•

Примечание: КБН – коэффициент биологического накопления в грибах

Для рыб, токсичность соединений Hg зависит от их видовой принадлежности и условий окружающей среды. В рыбе, которая была поймана в водоемах неподалеку от отвалов, установлены достаточно высокие содержания Hg (0,6 и 0,3 мкг/г для хищных и нехищных рыб, соответственно), но согласно САНПиН 2.3.2.560–96 они не превышают предельно допустимых концентраций. Важно отметить, что концентрации Hg у бентофагов (карась) выше, чем у ихтиофагов (окунь), поскольку её накопление происходит вверх по трофической цепочке, из-за того, что Hg практически не выводится из живых организмов [7], что подтверждают рассчитанные нами коэффициенты концентрирования (табл. 3).

Место	Drrn	$CH_3Hg^+$ , мкг/г (в пересчете на	Коэффициент биологического
отбора	Бид	сырую массу)	накопления
1	Окунь	0.25	1.25
1	Карась	0.16	8
2	Окунь	0.44	1.6
2	Рак	0.83	3.0
5	Окунь	0.52	3.1

Таблица 3. Содержание Нд в рыбе в зоне влияния Урского хвостохранилища

Примечание: КБН = С (мкг/г) в рыбе/С (мкг/л) в воде.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показано, что Hg из складированных отходов попадает в подземные воды, загрязняя колодцы и родники, в результате чего существует вероятность отравления ртутью, жителям п. Урск, не рекомендуется употреблять колодезные и родниковые воды в непосредственной близости от хвостохранилища. Установлено, что обнаруженная Hg в рыбе находится в метилированной форме, несмотря на то что, ртуть в поверхностных водах практически не обнаружена [13]. Поэтому следует резко ограничить или запретить употребление ее, поскольку это может нанести вред здоровью. Безусловно, употребление грибов, произрастающих как вблизи отвалов, так и на удалении от них, крайне опасно для человеческого организма, на что должны обратить внимание экологические и санитарно-гигиенические службы Кемеровской области.

Работа выполнена при поддержке: РФФИ 14-05-31280.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Алексеев Ю.Е.</u>, Вехов В.Н., Гапочка Г.П. и др. Травянистые растения СССР. Том 1. М.: Мысль, 1971. 487 с.

2. <u>Аношин Г.Н.</u>, Маликова И.Н., Ковалев С.И. и др. Ртуть в окружающей среде Западной Сибири // Химия в интересах устойчивого развития, 1995. Т. 3. № 1–2. С. 69–11.

3. <u>Гигиенические нормативы</u> ГН 2.1.7.2041-06. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве.

4. <u>Горбунова И.А.</u> Тяжелые металлы и радионуклиды в плодовых телах микромицетов в Республике Алтай // СЭЖ, 1999. №3. С. 77–280.

5. <u>Грановский Э.И.</u>, Хасенова С.К., Даришева А.М. и др. Загрязнение ртутью окружающей среды и методы демеркуризации. Аналитический обзор. Алматы: КазгосИНТИ, 2001. 98 с.

6. <u>Кабата-Пендиас А.</u>, Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 439 с.

7. <u>Кузубова Л.И.</u>, Шуваева О.В., Аношин Г.Н. Метилртуть в окружающей среде (распространение, образование в природе, методы определения) Аналит. обзор/ ГПНТБ СО РАН. ИНХ, Аналит. центр ОИГГМ СО РАН. Новосибирск, 2000. 82 с.

8. <u>Нестеренко Г.В.</u>, Осинцев С.Р., Портников Д.И. и др. Формирование и источники питания россыпей Северо-Восточного Салаира// Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. Тр. ИГиГ, Вып. 533. Новосибирск: Наука, 1983. С. 166–194.

9. <u>Росляков Н.А.</u>, Кириллова О.В. Ртутное загрязнение окружающей среды при добыче золота в России // Химия в интересах устойчивого развития, 1995. Т. 3. № 1–2. С. 43–55.

10. <u>Санитарные нормы</u> и правила. СанПиН 2.1.4.1175-02. Гигиенические требования к качеству воды нецентрализованного водоснабжения. Санитарная охрана источников. Минздрав России, Москва, 2003.

11. <u>Санитарные нормы</u> и правила. СанПиН 2.3.2.560-96. Гигиенические требования к качеству и безопасности продовольственного сырья и пищевых продуктов. Минздрав России, Москва, 1996.

12. <u>Shuvaeva O.V.</u>, Gustaytis M.A., Anoshin G.N. Mercury speciation in environmental solid samples using thermal release technique with atomic absorption detection // Analyt. Chim. Acta, Vol. 621, (2008), P 148-154.

13. <u>Gustaytis M.A.</u>, Lazareva E.V., Myagkaya I.N. et al. Mercury species in solid matter of the Ursk tailing dispersion train (Ursk village, Kemerovo region, Russia) // 22-27 September 2012. Rome, Italy. The International Conference on Heavy Metals in the Environment (16<sup>th</sup> ICHMET) Abstracts. The E3S Web of Conferences journal. EDP Sciences. V. 1. 2013. P. 19007–19011.

### ЗУН-ОСПИНСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД

### Б.Б. Дамдинов

Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба Россия

Рассмотрены особенности геологического строения и вещественного состава руд Зун-Оспинского золоторудного месторождения, расположенного вблизи Оспинского офиолитового покрова в юго-восточной части Восточного Саяна. Установлено, что оруденение приурочено к зоне тектонического меланжа и характеризуется золото-полиметаллическим составом. Предполагается, что формирование месторождения связано с динамометаморфическими процессами в ходе возникновения зон меланжа.

Зун-Оспинское месторождение, меланж, минералогия, геохимия

### ZUN-OSPINSKOE GOLD DEPOSIT: GEOLOGICAL STRUCTURE, ORE COMPOSITION

#### **B.B.** Damdinov

In this paper, features of geological structure and ore composition of Zun-Ospinskoe gold deposit are considered. Deposit is located near Ospin ophiolitic cover in the south-eastern part of East Sayan. It is established that ore mineralization is related to tectonic mélange zone and has a gold-polymetallic composition. It is supposed that deposit formation is associated with dynamometamorphic processes during the melange zone appearing.

Zun-Ospinskoe gold deposit, melange, mineralogy, geochemistry

Зун-Оспинское золоторудное месторождение расположено в юго-восточной части Восточного Саяна, в западном окончании Оспинско-Китойского ультрабазитового массива. Основу геологического строения месторождения составляет массив гранитоидов неопределенной формационной принадлежности, расколотый на блоки, разграниченные зонами меланжа. Все породы в той или иной мере изменены метасоматически и метаморфическими процессами. Центральный блок представляет интрузивный купол, в котором присутствуют апикальная и глубинная фации гранитоидов. Зоны меланжа выполнены тектонитами по породам разного состава: карбонатно-вулканогеннотерригенные, ультрабазитовые, гранитно-сланцевые.

Рудные зоны и тела месторождения приурочены к зонам меланжа, в который вовлечены практически все разновидности пород, присутствующие на площади месторождения – гранитоиды, ультрабазиты, базиты, сланцы и их измененные разности (березиты, листвениты, пропилиты). Простирание рудных зон субсогласно с простиранием милонитов. Главные минералы руд – пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, причем пирротин, халькопирит, галенит и сфалерит, судя по их соотношениям, слагают единую минеральную ассоциацию. Пирит присутствует в виде гипидиоморфных метакристаллов с реликтами минералов ранней ассоциации – галенита, сфалерита, халькопирита и является, судя по всему, относительно поздним минералом. Редко встречаются агрегаты ульманнита и миаргирита

(сульфоантимониды Ni и Ag) в виде скелетных вростков в межзерновых пространствах галенита и халькопирита. Идентифицирована минеральная фаза, пересчитывающаяся на формулу  $Fe_2(Cu,Ag)_2S_4$ . Блеклые руды, представленные теннантитом и фрейбергитом, образуют мелкие кристаллические включения в зернах пирита и халькопирита. Формы выделения самородного золота – изометричные гипидиоморфные кристаллы, изометричные зерна неправильной формы. Интерстициальные и ксеноморфные трещинные формы золотин практически отсутствуют. По гранулометрическому составу золото относится к мелкому, с размером 0,1–0,9 мм. По химическому составу, самородное золото месторождения отличается необычно низкой пробностью и отвечает электруму: разброс значений составляет – 355–738 ‰, при среднем значении 494 ‰ (объем выборки – 53 золотины). На гистограмме отмечается нормальное одномодальное распределение пробности с пиком на значениях 475 ‰.

В химическом составе руд преобладают Сu (в среднем 0,86 мас.%), Pb (в среднем 2,11 мас.%) и Zn (1,77 мас.%), находящиеся в разных соотношениях в зависимости от минерального типа, однако, во всех типах они присутствуют в повышенных количествах. Среди полуметаллов в рудах преобладают Sb и, возможно, As. Следует отметить устойчиво повышенные содержания Cr и Ni в рудах, учитывая, что рудные тела представляют собой большей частью кварц-сульфидные, либо сульфидно-кварцевые жилы с оторочками окварцевания. Содержания Te и Bi в рудах весьма низкие, не более 3–5 г/т в единичных пробах. Это согласуется и с отсутствием Bi- и Te-содержащих минералов в рудах. Ещё одной значимой примесью в рудах является Cd, распределение которого напрямую связано с распределением сфалерита, в состав которого входит этот элемент.

Руды месторождения высокосеребристые, значения Au/Ag отношений в рудах в большинстве случаев попадают в интервал 0,1–0,01. Средние содержания Au и Ag, по выборке из 48 проб руд составляют Au – 3,35 г/т, Ag – 100,5 г/т. Соответственно, среднее значение Au/Ag отношения будет равняться примерно 1/33 или 0,03. Такие соотношения золота и серебра в рудах характерны для золотосеребряных месторождений вулканогенных поясов [1, 2].

Значения изотопного состава серы в сульфидных минералах Зун-Оспинского месторождения попадают в интервал значений +2,7 – +5,1 ‰. Отрицательные значения изотопного состава серы отсутствуют. Такой состав соответствует средневзвешенному изотопному составу серы пород, вовлеченных в зону меланжа: ультрабазитов, гранитоидов, сланцев. Следует отметить, что близкими изотопными составами сульфидной серы характеризуются месторождения Урик-Китойской золоторудной зоны, в составе которых также принимают участие блоки пород различного состава – ультрабазиты, сланцы, гранитоиды [Миронов, Жмодик, 1999].

Температуры, полученные по изотопному геотермометру [Seal, 2006] по паре пиритсфалерит, попадают в интервал 381–465 °C, по паре пирит-халькопирит – 360 °C. Близкий интервал температур (250–350 °C) определении и при термомтерических исследованиях флюидных включений в рудном кварце. Такие достаточно высокие температуры минералообразования обусловили относительно простой минеральный состав с отсутствием теллуридных минералов и малым распространением сульфосолей.

Зун-Оспинском месторождении Ha четко проявлен структурный контроль оруденения. Все рудные зоны и тела локализуются в зонах меланжа, сложенного блоками пропилитизированных гранитоидов, лиственитов, средних И основных пород, сцементированных милонитами и тальк-карбонатным материалом. Практически в этих зонах перемешивание всех пород, участвующих в геологическом происходит строении месторождения. Причем блоки разного состава содержат единую кварц-полиметаллическую рудную ассоциацию.

Перечисленные признаки позволяют предположить динамометаморфический генезис месторождения, где поступление рудообразующих компонентов может быть обусловлено либо перераспределением рудного вещества in situ сепарационно-сегрегационными механизмами в условиях сдвигового течения, либо механизмами механохимической активации реакций минералообразования. Такой механизм позволяет объяснить наблюдаемые особенности геологического положения и состава оруденения.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Партнерского интеграционного проекта № 31

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Горячев Н.А.</u>, Волков А.В., Гамянин Г.Н. и др. Аu-Ag оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии // Литосфера, 2010. № 5. С. 36–50.

2. <u>Константинов М.М.</u> Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М.: Недра, 1984. 165 с.

3. <u>Миронов А.Г.</u>, Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.

4. <u>Молошаг В.П.</u> Использование состава минералов для оценки физико-химических условий образования колчеданных руд Урала. // Литосфера, 2009. № 2. С. 28–40.

5. <u>Seal R.R.</u> Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals. // Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 2006. V. 61. P. 633–677.

### РОЛЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МЕХАНИЗМОВ ПЛЮМ- И ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИКИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ (РОССИЯ) В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И.М. Дербеко<sup>1</sup>, Д.Л. Вьюнов<sup>2</sup>, Н.С. Бортников<sup>3</sup>

1– Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, г. Благовещенск, пер. Релочный 1, Россия; 2– ООО ГПК «Сахтахан»; 675029, г. Благовещенск, ул. Мухина 121, Россия;

3– Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, г. Москва, Старомонетный пер. 35, Россия

Амурская область – один из ведущих регионов России по добыче золота. Анализ размещения геохимических полей золотой и серебряной минерализаций однозначно указывают на повышенную концентрацию этих элементов в пределах ареалов интерференции дифференцированных и бимодальных комплексов позднего мезозоя. Согласно геохронологическим данным, золотая минерализация связана с породами надсубдукционного магматизма (122–140 млн лет). Внедрение более позднего бимодального комплекса в условиях коллизионной обстановки при воздействии плюмового источника (97–119 млн лет) способствовало перераспределению металла и его повышенной концентрации в породах.

золотосеребряная минерализация, субдукция, плюм, Амурская область

### ROLE OF INTERACTION BETWEEN MECHANISMS OF PLUM- AND PLATE-TECTONICS DURING FORMATION OF THE UPPER PRIAMURYE (THE AMURE RIVER, RUSSIA) GOLD-SILVER MINERALIZATION IN THE LATE MESOZOIC I.M. Derbeko, D.L. Vyunov, N.S. Bortnikov

Amure region is one of the leading regions of Russia in gold mining. Analysis of the distribution of geochemical fields of gold and silver ore mineralization clearly indicates an increased concentration of these elements within the areas of interference of differentiated Late Mesozoic bimodal complexes. According to geochronological data, the golden mineralization is associated with rocks suprasubduction magmatism (140-122 Ma) [9; 10], and the later introduction of the bimodal complex in the collision situation when exposed to plume source (119-97 Ma), contributed to a redistribution of the metal and its high concentration in the rocks.

gold-silver mineralization, subduction, plume, the Amur region

С середины XIX века Амурская область известна как один из ведущих регионов добычи россыпного и рудного золота. Из ее недр извлечено более миллиона килограммов золота, хотя крупных или уникальных месторождений здесь не выявлено. О связи золотой минерализации с магматическими комплексами позднего мезозоя упоминается с 1960-х гг. [1]. Прецизионные данные по геохронологии и вещественному составу этих комплексов, полученные в последнее десятилетие, позволили подойти к решению важных региональных проблем:

1) взаимодействие каких позднемезозойских тектонических и магматических процессов играли ведущую роль в формировании золото-серебряной минерализации;

2) пространственное размещение каких комплексов необходимо учитывать при дальнейшем прогнозировании этих полезных ископаемых?

Для получения общего представления об особенностях размещения золота и серебра рассмотрено их поведение в донных отложениях водотоков с использованием моноэлементных карт концентраций на основании материалов первичных данных литохимических съемок по потокам рассеяния [5, 11, 12], область развития которых является наиболее проницаемой структурой земной коры. Анализ размещения геохимических полей золотосеребряной минерализации однозначно указывает на их приуроченность к областям развития пород вулканоплутонических комплексов позднего мезозоя (рис. 1, 2).



## Рис. 1. Схема размещения вулканоплутонических и плутонических комплексов позднего мезозоя (по [3]).

I–III – Северо-Азиатский кратон: I – Алданский щит, II – Становая зона, III – Западно-Становая зона; IV – Монголо-Охотский складчатый пояс; V – Амурский супертеррейн; 1–3 – комплексы позднего мезозоя: 1–2 – вулканоплутонические (1 – вулканиты, 2 – интрузивные тела), 3 – плутонические; 4 – структурообразующие тектонические зоны; 5 – месторождения золота (1 – Бамское, 2 – Березитовое, 3 – Кировское, 4 – Пионер, 5 – Покровское, 6 – Колчеданный Утес, 7 – Маломыр).

Лучше всего расшифрована генетическая природа серебра. Его аномалии фиксируют размещение надсубдукционных комплексов андийского типа (талданский вулканоплутонический) совмещенного бимодального И НИМ галькинского С вулканоплутонического комплекса [5]. При этом максимальные значения серебра пространственно часто не совпадают даже с самыми низкими содержаниями золота. Почти «свободна» от серебряной минерализации и структура Монголо-Охотского орогенного пояса, в котором отсутствуют породы контрастной серии (см. рис. 2, б).



Рис. 2. Геохимические ореолы: а – золота по данным литохимических съемок по потокам рассеяния м-ба 1:200 000; б – серебра по данным литохимических съемок по потокам рассеяния масштабов 1:200 000–1:1 000 000.

*l* – шкала интенсивности геохимических полей золота и серебра (в г/т); *2* – тектонические элементы (разломы, кольцевые структуры), контролирующие размещение аномальных геохимических полей (по данным дешифрирования космоснимков) – (2).

В размещении золотой минерализации явно выражено кольцевое развитие ореолов (см. рис. 2, а). Это не отразилось в геохимических полях серебра, чья связь с вулканоплутоническими комплексами – «архитекторами» кольцевых структур – не вызывает сомнения. Ответ можно найти в геологическом строении региона. Геохимические поля серебра как элемента-индикатора малых глубин определяют присутствие пород мезозойских вулканоплутонических комплексов или хотя бы их реликтов. Геохимические поля золота, как лакмусовая бумажка, не только определяют сохранившиеся в современном срезе структуры вулканоплутонических комплексов, но и указывают на их наличие в тех местах, где их породы уже давно эродированы и переотложены в слаболитофицированные или рыхлые образования – источники россыпей. В современном срезе на первичное наличие вулканических структур указывают дайковые поля, в которых возраст и разнообразие пород сопоставим с возрастом и составом пород изученных вулканоплутонических комплексов.

По данным дешифрирования космических снимков выделяются кольцевые структуры, которым часто соответствуют кольцевые поля золотых геохимических ореолов, причем геоморфологическое отражение кольцевых структур, как правило, является унаследованным. Яркий пример ореолов рассеяния золота, связанного с полем даек мелового возраста и с унаследованной кольцевой структурой, – золотой ореол в Западно-Становой зоне (месторождение Березитовое, см. рис. 2), где максимальное развитие позднемезозойских даек совпадает с максимальным содержанием золота в геохимическом ореоле.

Раннемеловой возраст оруденений, подтвержденный на некоторых месторождениях различными геохронологическими методами [9, 10 и др.], составляет 116–136 млн лет. Этому временному этапу соответствует последовательное становление двух комплексов: 122–140 млн лет назад формировался известково-щелочной дифференцированный вулканоплутонический комплекс. Данный период соответствует пологой субдукции составной части Тихоокеанской плиты (плиты Изанага) под восточную окраину Амурского

196

микроконтинента [13]. По петролого-геохимическим характеристикам пород дифференцированный вулканоплутонический комплекс сопоставим с продуктами активных континентальных окраин андийского типа [6]. В составе комплекса значительно преобладают гранит-гарнодиоритовые интрузии и андезитовая вулканическая серия, становление которых сопровождается образованием проявлений золота, серебра, меди, свинца, цинка [2, 4]. Известково-щелочной вулканоплутонический комплекс 119 млн лет назад бимодальным трахибазальт-риолитовым [6]. сменяется Эволюция Монголо-Охотского орогенного пояса сопровождалась становлением внутриплитного бимодального магматизма: на западе орогенного пояса: Монголо-Забайкальское звено (по [8]), 190–225 млн лет назад формируется Монголо-Забайкальская магматическая область [14]. На востоке: Амуро-Охотское звено пояса (по [10]), формирование пород контрастных серий происходило в интервале 119–97 млн лет [15].Схема распределения бимодальных серий указывает на их взаимозависимость от динамики закрытия Монголо-Охотского бассейна [14, 15]. Так как его закрытие происходило последовательно с запада на восток [7], формирование бимодальных комплексов в его обрамлении также следовало по времени с запада на восток, что фактически отражало импульсы закрытия Монголо-Охотского бассейна или импульсы сближения Северо-Китайского и Северо-Азиатского кратонов. В работе [14] показано, что ведущая роль в формировании бимодальных комплексов принадлежала плюмовому источнику, активность которого сопровождала моменты сжатия, а возможно, была ими спровоцирована.

Таким образом, в Верхнем Приамурье установлены два типа позднемезозойского известково-щелочной магматизма. B начале раннего мела формируется дифференцированный гранит-гранодиоритовый – андезитовый ареал, как продукт взаимодействия южной части Тихоокеанской плиты (плита Изанага) и Амурского континента [8]. В конце раннего – начале позднего мела формируется бимодальный трахибазальт-риолитовый комплекс, который связан с коллизией Северо-Китайского и Северо-Азиатского кратонов (закрытие Монголо-Охотского бассейна [15]).В верхних частях разрезов вулканических толщ, сформированных в зонах субдукции на континентальной окраине, концентрируются залежи руд «чилийского типа» [16]. Они сложены сульфидами меди и полиметаллов, характеризуются высоким содержанием серебра и золота, разнообразием минерализованных горизонтов рудных И различной мощности. Характеристики месторождений этого типа, включая металлогенический фон, сопоставимы с таковыми в пределах Верхнего Приамурья (табл. 1). В настоящее время здесь известны рудопроявления и месторождения золота различных рангов, но среди них нет крупных. Наличие богатейших россыпных объектов (например, из россыпи на р. Джалинда добыто более 100 000 кг золота [4]) свидетельствует о значительной эродированности рудных тел и перемещении золота в рыхлые или слаболитофицированные осадки позднего мела квартера. В то же время результаты анализа геохимических ореолов золота, серебра (см. рис. 2), меди [2, 12] по данным литохимических съемок по потокам рассеяния однозначно указывают на повышенную концентрацию этих элементов в регионе в областях ареалов интерференции дифференцированных и бимодальных комплексов. Максимальные

197

содержания золота по ореолам рассеяния отмечаются на юго-востоке рассматриваемой территории (см. рис. 2, а), что может свидетельствовать о сохранности здесь рудных объектов, так как эта часть территории гипсометрически более опущена и перекрыта чехлом позднемеловых – кайнозойских отложений.

Таблица	1. Сравнительная	характеристика	месторождений	чилийского	типа (	(1)	[16]
и Верхнего	Приамурья (2) [12]						

Характеристики	1	2		
Геодинамическая	Подород аубликинд	Пологая субдукция; коллизионная		
позиция	пологая субдукция	обстановка		
Мощность земной коры	45 км	35–40 км		
Аи/Ад, среднее	1/10 и более	1/5-32		
	Штокверково-жильные зоны,	Штокверково-жильные зоны,		
ларактер минерализации	гнездово-вкрапленные	гнездово-вкрапленные		
		Кварц, адуляр, серицит,		
Состав рудных тел	Кварц, адуляр, серицит	гидрослюда, карбонат, хлорит		
	Пирит, арсенопирит, магнетит,	Пирит, арсенопирит, марказит,		
Рудные сопутствующие	халькопирит сфалерит, пирротин,	халькопирит, сфалерит, антимонит,		
	антимонит	магнетит, гематит		
	Осадочные, вулканогенные,	Осадочные, вулканогенные,		
омещающие породы	плутоногенные	плутоногенные		
Сопутствующие	Cu Zn As	Cu Zn As		
геохимические аномалии	Cu, Zli, As	Cu, Zn, As		

#### вывод

В позднем мезозое в пределах Верхнего Приамурья произошла последовательная интерференция двух магматических ареалов, становление которых сопровождало различные геодинамические обстановки. В начале раннего мела (122–140 млн лет) реконструируется обстановка субдукции андийского типа, а в конце раннего мела (97–119 млн лет) – коллизионная обстановка при участии плюмового источника [6]. Результатом этого совмещения стало обогащение рассматриваемой территории полезными ископаемыми (золотом, серебром, полиметаллами), среди которых руководящая роль принадлежит золоту. Согласно геохронологическим данным, золотая минерализация связана с породами надсубдукционного магматизма, а внедрение более позднего бимодального комплекса способствовало перераспределению металла и его повышенной концентрации в породах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант N 13-05-12043-офи-м).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Ветлужских В.Г.</u> О возрасте и генезисе золотого оруденения в диафторитах зоны сочленения Алданской и Становой докембрийской складчатых систем // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, 1968. Вып. 3/5. С. 5-9.

2. <u>Вьюнов Д.Л.</u> Прогнозно-металлогеническая оценка Верхнего Приамурья : Автореф. дисс. ... к. г.-м. н. Благовещенск: Изд-во ПБУ, 2005. 25 с.

3. <u>Геологическая</u> карта Приамурья и сопредельных территорий. М-б 1:2 500 000. Ред. Л. И. Красный, А. С. Вольский, Пэн Юньбяо и др. СПб.; Благовещенск; Харбин: МПР РФ: МГМР КНР, 1999. 134 с.

4. <u>Дербеко И.М.</u>, Богданова В.Е., Шейкина И.С. и др. Переоценка прогнозных ресурсов Амурской области на россыпное золото по состоянию на 01.01.1993 г. Благовещенск: Амургеолком,1994. 551 с.

5. <u>Дербеко И.М.</u>, Вьюнов Д.Л. Размещение золотой и серебряной минерализации на территории Амурской области (Россия) по данным геохимических поисков и его роль в геодинамических реконструкциях // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология: материалы III Всерос. совещ. Улан-Уде: БНЦ СО РАН, 2004. С. 69–71.

6. <u>Дербеко И.М.</u> Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Саарбрюккен (Германия): LAMBERT Academic Publishing GmbH&Co.KG, 2012. 97 с.

7. <u>Зоненшайн Л.П.</u>, Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.

8. <u>Красный Л.И.</u> О взаимодействии Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Тихоокеанская геология, 1999. Т. 18, № 5. С. 3–8.

9. <u>Моисеенко В.Г.</u>, Дементиенко А.И., Степанов В.А. и др. Возраст формирования руд Покровского золоторудного месторождения // Докл. РАН, 1999. Т. 366, № 2. С. 221–224.

10. <u>Пономарчук В.А.</u>, Сорокин А.А., Пономарчук А.В. и др. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возраст золотого оруденения месторождения Кировское (юго-восточное обрамление) Северо-Азиатского кратона // Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии: материалы IV Всерос. науч-практ. конф., посвящ. 40-летию ГИН СО РАН. Улан-Удэ: Экос, 2013. С. 128–131.

11. <u>Соколов С.В.</u> Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. СПб.: Наука, 1998. 131 с.

12. <u>Степанов В.А.</u>, Мельников А.В., Вах А.С. и др. Приамурская золоторудная провинция. Благовещенск, 2008. 232 с.

13. <u>Чжан Хун</u>, Чжао Чуньцзин, Яо Чжень, Цюань Хэн Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР) // Тихоокеанская геология, 2000. Т. 19, № 1. С. 109–117.

14. <u>Ярмолюк В.В.</u>, Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника, 2002. № 4. С. 42–63.

15. <u>Derbeko I.M.</u> Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin // Updates in volcanology – A Comprehensive Approach to Volcanological Problems. Rijeka, Croatia: In Tech, 2012. P. 99–124.

16. <u>Mitchell A.H.G.</u> Mineralization of plate boundaries // Minerals. Sci. Engng., 1976. V. 8. P. 129–169.

УДК 551.24

### ТЕРМОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЛЮМА, ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Н.Л. Добрецов<sup>1,2</sup>, А.С. Борисенко<sup>1,2</sup>, С.М. Жмодик<sup>1,2</sup>, А.Э. Изох<sup>1,2</sup>

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия; 2– Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, Россия

В тезисах рассмотрена модель термохимического плюма. Основываясь на теоретических разработках и эмпирических данных по эволюции глубинных плюмов, обсуждаются условия его возникновения и развития.

геодинамика, мантийные плюмы, крупные изверженные провинции, металлогения

### THERMOCHEMICAL MODEL OF PLUME, PLUME MAGMATISM AND METALLOGENY

### N.L. Dobrecov, A.S. Borisenko, S.M. Zhmodik, A.E. Izokh

Thermochemical plume model considered in the thesis. Based on the theoretical development and empirical data on the evolution of the deep plumes, discussed the conditions of its emergence and development.

geodynamics, mantle plumes, large igneous provinces, metallogeny

Предложена модель термохимического плюма в максимальной степени, основанная на физическом эксперименте и численном моделировании, учитывающая геологические, петрологические и геохимические факторы формирования крупных магматических провинций, связанных с функционированием мантийных плюмов [1–3]. Согласно этой модели термохимические плюмы формируются при температуре (T) плавления при химической добавке, промежуточной между T на границе ядро-мантия и T в нижней мантии. По сравнению с температурой сухого плавления нижней мантии, снижение T плавления достигается за счет химической добавки летучего компонента

### $(SiC+2KH+H2+CH4)+nFeO=(4H2O+CO2+K2O+SiO2)\downarrow +nFe\downarrow$

Грибообразная «шляпа» плюма возникает только при подходе к тугоплавкому слою. На основании теоретических разработок и эмпирических данных по эволюции глубинных плюмов, ответственных за формирование крупных изверженных провинций предполагается следующая последовательность событий: 1) воздымание земной коры при подходе глубинного плюма к границе литосферы, что проявляется в формировании общего поднятия, а затем ранних рифтовых систем с щелочно базитовым, щелочно-пикритовым и карбонатитовым магматизмом; 2) растекание плюма вдоль границы литосферы, которое сопровождается ее трансформацией, на конечной стадии – массовым, катастрофическим излиянием траппов (пикритов и базальтов), формированием структур с бимодальным магматизмом по периферии LIP; 3) прогрев коры, который сопровождается наиболее активным мантийно-коровым взаимодействием, формированием габбро-гранитных серий, гранитоидных батолитов, синплутонических и минглинг-даек; 4) регрессивный этап остывания LIP, который фиксируется формированием редкометалльных гранитоидов, поясов даек лампрофиров, эльванов, онгонитов.

В истории палеозоид, сформированных на месте Палеоазиатского океана, выделяются две переломные стадии: кембро-ордовикская и пермотриасовая. В обоих случаях запечатлено закрытие ранее существовавших и открытие новых океанов, которые сопровождаются интенсивным плюмовым магматизмом, определившим остывание ядра Земли и появление суперхрон (прекращение магнитных инверсий). Три суперхрона около 520–460, 260–300 и 124–86 млн лет коррелируются с крупнейшими эпохами плюмового магматизма. Интервал 520–460 млн лет, коррелирующийся с суперхроной и открытием новых океанов, нуждается в более детальной реконструкции плюмовых этапов магматизма. Предшествующий суперплюм около 800–740 млн лет и последующий пульс 670–690 млн лет требует еще более тщательного обоснования и реконструкции, но укладывается в общую глобальную периодичность.

Своеобразие магматизма в областях влияния мантийных плюмов и связанных с ними крупных изверженных провинций определяет специфику их металлогении, с которыми связан широкий круг полезных ископаемых и типов благородно- и редкометального оруденения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Добрецов Н.Л.</u>, Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Физико-химические условия на границе ядро-мантия и образование термохимических плюмов // Докл. РАН, 2003. Т. 393. № 6. С. 797–801.

2. <u>Добрецов Н.Л.</u>, Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. и др. Параметры горячих точек и термохимических плюмов в процессе подъема и излияния // Петрология, 2006. Т. 14. № 5. С. 508–523.

3. <u>Добрецов Н.Л.</u> Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 7. С. 587–604.

### АНОМАЛИИ РАДИОАКТИВНОСТИ И СОПУТСВУЮЩАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ БАКЧАРСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

#### В.А. Домаренко, К.В. Карепина, Е.М. Чернев

Томский политехнический университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30, Россия

Повышенная радиоактивность в железоносных отложениях Бакчарского узла связана с присутствием редкоземельных и радиоактивных элементов в виде включений собственных минералов. Что может существенно повлиять на выбор технологии обогащения и переработки железных руд узла. Наличие сравнительно повышенных концентраций радиоактивных элементов и собственных минералов урана позволяют надеяться на выявление их повышенных концентраций в обстановках, благоприятных для его концентрирования, что требует дальнейшего изучения.

редкоземельная минерализация, радиогеохимические особенности, уран

### RADIOACTIVITY ANOMALIES AND ASSOCIATED MINERALIZATION IN IRON ORES OF THE BAKCHARSKY ORE CLUSTER (TOMSK REGION) V.A. Domarenko, K.V. Karepina, E.M. Chernev

Increased radioactivity in ore deposits of the Bakcharsky Cluster is connected with rare earth and radioactive elements, which occur in the form of mineral spots. It can substantially influence the choice of the iron ore processing technology in the Cluster. The occurrence of relatively elevated concentrations of radioactive elements and uranium minerals makes it possible to estimate their elevated concentrations in favorable conditions for its concentrating, and it should be investigated further.

rare earth mineralization, radiogeochemical peculiarities, uranium

#### введение

Бакчарский железорудный узел, является частью Западно-Сибирского пояса, расположен в 120–180 км к запад-северо-западу от г. Томска (рис. 1). Оруденение локализуется в трёх горизонтах (снизу вверх) (рис. 1): в отложениях ипатовской (K<sub>2</sub>ip); славгородской (K<sub>2</sub>sl) и ганькинской свит (K<sub>2</sub>–P<sub>1</sub>gn).

Мощность железоносной части разреза в пределах Бакчарского рудного узла достигает всего 20–80 м. По литолого-петрографическим особенностям выделяют шесть типов руд [2, 3, 8, 10]:

1) плотные гетит-гидрогетитовые с сидеритовым цементом;

2) рыхлые гетит-гидрогетитовые;

3) лептохлоритовые с хлорит-сидеритовым цементом;

4) конгломератовидные лептохлоритовые с крупными оолитами;

5) сидеритовые;

6) глауконитовые с сидеритовым цементом (рис. 2).



### Рис. 1. Схематическая карта Западно-Сибирского железорудного бассейна [1].

I – Складчатое обрамление; 2 – отложения чехла
Западно-Сибирской плиты; 3 – площадь
распространения мезозойско-кайнозойских
отложений Западно-Сибирского железорудного
пояса; 4 – железорудные узлы: 1 – Бакчарский, 2 –
Колпашевский, 3 – Парабель-Чузикский, 4 –
Парбигский.

Рис. 2. Пример рудоносного алевропесчаника с вторично окисленным гётитом, лептохлоритом и сидеритом

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЯ

Анализ данных по изучению радиометрической характеристики рудовмещающей толщи и руд выявил следующие особенности: в пределах рудного узла выделяются горизонты с повышенной радиоактивностью. Первый горизонт находится на глубине до 30 м с активностью до 65 мкР/ч (рис. 3). Он протягивается по всей площади участка и литологически приурочен к серым, серо-голубым глинам с включениями древесных остатков (рис. 3а).









Второй горизонт находится на глубинах от 173 до 230 м (рис. 36) и приурочен к рудовмещающим железоносным отложениям.

Анализ вещественного состава рудовмещающих отложений и геохимических особенностей рудоносных отложений убедительно показывает, что повышение радиоактивности связано с наличием редкоземельно-ториевой и урановой минерализации (рис. 4). Главными минералами, содержащими уран и торий, являются редкоземельный фосфат – куларит (TRPO<sub>4</sub>), циркон, монацит и собственный минерал урана – коффинит [7]. Большинство этих минералов встречаются в кластогенной составляющей руд и от них легко освободиться при флотации руд. Кулларит и коффинит развиты по зонам роста оолитов гётита, что может создать определённые трудности при в процессе переработки руд.

Для изученных железных руд характерен весьма широкий и пестрый по составу перечень компонентов. В рудах, по данным инструментального нейтронного активационного анализа, содержатся следующие попутные компоненты: Sc, Cr, Co, Sb, редкие земли и Au. Концентрации Na, Ca, Rb, Cs, Ba в них отчетливо понижены, а содержания Sr и Ag не превышают порога чувствительности анализа (табл. 1). Существенные концентрации урана [4, 9, 6, 7] установлены в слабосцементированных лептохлоритовых (2,6 г/т) и рыхлых оолитовых гетит-гидрогетитовых (2,5 г/т) рудах. Наименьшие уровни накопления (1,3 г/т) характерны для плотных оолитовых гетит-гидрогетитовых руд. В лептохлоритовых рудах также относительно повышены концентрации тория (14,2 г/т). Глауконитовые рудные песчаники отличаются пониженными содержаниями тория (8,2 г/т).



Element	AN	series	Net	[wt. %]	[norm. wt. %]	[norm. at. %]	Error in %
Carbon	6	K-series	29542	11,45281	12,53975	23,59532	1,450955
Oxygen	8	K-series	92167	40,82632	44,70096	63,1436	4,645545
Aluminium	13	K-series	2430	0,19531	0,213846	0,179123	0,035969
Silicon	14	K-series	23469	1,296154	1,419166	1,142003	0,081492
Phosphorus	15	K-series	116761	7,144758	7,822835	5,708033	0,302714
Sulfur	16	K-series	1750	0,10548	0,115491	0,081399	0,051482
Calcium	20	K-series	8928	0,568729	0,622704	0,35115	0,043081
Iron	26	K-series	17291	2,275237	2,49117	1,008137	0,090081
Lanthanum	57	L-series	96771	9,413034	10,30638	1,676884	0,353335
Cerium	58	L-series	136871	14,11967	15,4597	2,493546	0,691823
Neodymium	60	L-series	26609	3,099665	3,39384	0,531768	0,347723
Thorium	90	M-series	6527	0,834919	0,914158	0,089039	0,059001
	•		Sum:	91,33209	100	100	



Element	AN	series	Net	[wt. %]	[norm. wt. %]	[norm. at. %]	Error in %
Carbon	6	K-series	14638	8,619629	9,676036	22,72984	1,17194
Oxygen	8	K-series	24239	24,25091	27,22306	48,00775	3,073147
Silicon	14	K-series	120052	12,1233	13,60911	13,6718	0,543526
Iron	26	K-series	3437	1,287513	1,445308	0,730195	0,067129
Zirconium	40	L-series	185407	42,80089	48,04649	14,86041	1,65204
			Sum:	89,08224	100	100	



Element	AN	series	Net	[wt. %]	[norm. wt. %]	[norm. at. %]	Error in %
Carbon	6	K-series	14841	23,11944	24,71501	58,08143	3,096044
Oxygen	8	K-series	5654	15,38371	16,44541	29,01326	2,381753
Sulfur	16	K-series	37436	4,871612	5,207823	4,584237	0,355666
Iron	26	K-series	7613	2,571567	2,749042	1,389431	0,100827
Lead	82	L-series	21770	47,59779	50,88272	6,931643	1,493825
			Sum:	93,54411	100	100	



Element	AN	series	Net	[wt. %]	[norm. wt. %]	[norm. at. %]	Error in %
Carbon	6	K-series	8677	13,89995	12,29402	26,80496	2,04541
Oxygen	8	K-series	19574	41,37051	36,59076	59,89191	5,344863
Aluminium	13	K-series	2174	0,652889	0,577457	0,560471	0,062214
Silicon	14	K-series	23102	4,632866	4,097607	3,82075	0,226996
Phosphorus	15	K-series	4125	0,903075	0,798738	0,675322	0,064738
Calcium	20	K-series	9698	2,711393	2,398131	1,566994	0,11776
Iron	26	K-series	11384	6,054654	5,355128	2,511137	0,197694
Uranium	92	M-series	93502	42,83739	37,88816	4,168445	1,351281
			Sum:	113,0627	100	100	

# Рис. 4. Состав микровключений в оолитовых железных рудах Бакчарского проявления по данным электронной микроскопии.

*I*– редкоземельный фосфат – кулларит; *2* – циркон; *3* – галенит; *4* – коффинит.

Таблица 1. Микроэлементный состав руд и рудовмещающих пород Западного участка Бакчарского месторождения по данным инструментального нейтронноактивационного анализа

	Wagaanu ta pustu			Осадочные	
Элементы,	железные руды	Железосодержащие осадки с содержанием	Гнолисоция	породы с	Осадочные
	Ес болоо 20 %		тлауконит,	содержанием	породы с
г/т (%)		Fe 20–30 %,	прушовая	Fe 10–20 %	содержанием Fe
		(среднее по 8 пробам)	npooa	(среднее по 9	менее 10 %
	пробам)			пробам)	
Fe, %	36,7–43,6	20–29,2	20,0	14,1–19,5	5,2
Со	6,6–58,2	17,5–39,7	29,6	22,5-30,7	10,9
Sc	11,9–24,8	18,9–39,2	21,4	10,2–28,0	13,5
Cr	63,2–398	101,1-444,3	249,3	193,1–224,9	276,1
As	2–3,1	2,1–13	4,7	0,8–4,3	2,0
Sb	1,1–7,4	1,1-8,9	7,2	1,1–2,3	менее 1,1
Ba	менее 290	290–663	менее 290	менее 290	менее 290
Sr	менее 430	430–694	менее 430	430–913	менее 430
Rb	40-723	40–290	менее 40	40-171	129
Cs	менее 1,8	1,8–3,4	4,1	1,8–5,8	3,5
La	7,2–56	36,8–86,4	71,6	7,2–83,3	23,4
Ce	86,2–410,5	106–385,9	243,0	56,6–112,4	5,6
Sm	2,1-32,8	10,8–28,3	15,1	1,3–17,6	6,0
Nd	28-81,9	28–95,2	менее 28	28–46,2	менее 2,8
Tb	1–5,1	3,7–5,9	6,8	1,1–4,7	1,0
Eu	1,2–9,98	2,4-8,7	3,9	2,9–5,7	1,8
Lu	0,81-1,1	0,31–2,0	0,33	0,61–1,8	0,88
Yb	2,4–5,2	5,6-6,9	2,1	2,4–6,5	2,1
Hf	0,5–3,2	3,8–4,7	менее 0,5	0,5–5,4	2,2
Th	0,4–11,6	0,4–10,7	11,4	0,4–8,1	менее 0,4
Ca, %	2,8-6,8	3–9,4	менее 3	3–9,2	менее 3
Na, %	0,07–0,1	0,1–0,45	0,08	0,01–0,24	0,3

В отдельных пробах плотных оолитовых гетит-гидрогетитовых руд и их рыхлых разностях зафиксированы концентрации металла 8,6 и 8,0 г/т, соответственно. Наибольшие концентрации урана (20 г/т) зафиксированы в плотных оолитовых гетит-гидрогетитовых рудах и их рыхлых окисленных разностях (8 г/т). В последнем случае вероятно влияние эпигенетических процессов, ведущих к перераспределению элемента (Th/U имеет урановую природу 1,5). В ряде проб радиоактивность имеет ярко выраженную урановую природу при торий-урановом отношении, снижающемся до 0,5 [4, 5, 7].

В породах и рудах относительно повышено содержание тория. Его максимальные содержания достигают 31 г/т в рудном концентрате (проба БК-2), а минимальные – 1 г/т. Торий, по-видимому, концентрируется в редкоземельных фосфатах, которые постоянно отмечаются в рудах по зонам роста оолитов гётита (см. рис. 4).

При сопоставлении выборок, сгруппированных по классам содержания железа, обращает на себя внимание отчетливое увеличение концентраций мышьяка, сурьмы, скандия, редких земель и тория с ростом содержаний железа. Тогда как уровни накопления золота, тантала, кальция и бария заметно снижаются с ростом концентраций железа. По всей видимости, это объясняется разными механизмами концентрирования этих элементов, что хорошо подтверждается результатами кластерного анализа (рис. 5).



Рис. 5. Дендрограмма корреляционной матрицы выборки железных руд [3]

На дендрограмме корреляционной матрицы видно, что обособляются две ассоциации элементов – Та, Au, Rb, Cs, Na, U, Ba, Sr, Ca и Sb, Co, Cr, Th, REE, As, Fe характерна тесная связь железа с редкими землями [7].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные позволяют сделать следующие предварительные выводы:

1. Повышенная радиоактивность бакчарских руд связана с наличием в рудах и их цементе редкоземельной и собственно урановой минерализации [5, 7];

2. Развитие редкоземельных и радиоактивных минералов по зонам роста оолитов гётита и других железистых минералов может существенно повлиять на выбор технологии обогащения и переработки железных руд Бакчарского рудного узла;

3. Наличие сравнительно повышенных концентраций радиоактивных элементов и собственных минералов урана позволяют надеяться на выявление их повышенных концентраций в обстановках, благоприятных для его концентрирования, что требует дальнейшего изучения [4, 5].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Бердников А.П.</u>, Горюхин Е.Я. и др. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Железорудные месторождения Сибири. Тр. ИГРИ СО АН СССР в.501. Новосибирск. Наука, 1981. С. 131–137

2. <u>Бабин А.А.</u> Геолого-экономическая характеристика Бакчарского и Колпашевского месторождений // Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964. С. 270–290.

3. <u>Гринёв О.М.</u>, Григорьева Е.А., Тюменцева Е.П. Литогеохимическая характеристика основных типов железных руд Бакчарского месторождения / в сб.: Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых / под ред. А.Ф. Коробейникова. Томск: Изд-во ТГУ, 2010. 189 с.

4. <u>Домаренко В.А.</u>, Соболев И.С., Чернев Е.М. К вопросу о перспективах открытия гидрогенных месторождений урана на юго-востоке Западно-Сибирской плиты //Уран: ресурсы и производство. Тезисы Второго международного симпозиума, Москва, ФГУП ВИМС, 26-28 ноября 2008. М.: ВИМС, 2008. С. 39.

5. <u>Домаренко В.А.</u>, Чернев Е.М., Соболев И.С. Возможности обнаружения уранового оруденения гидрогенного типа на востоке Западно-Сибирской плиты // Разведка и охрана недр, 2010. № 11. С. 24–32.

6. <u>Ершов В.В.</u>, Рихванов Л.П., Пшеничкин А.Я., Арбузов С.И. Уран и торий в рудах Бакчарского железорудного месторождения // Известия Томского политехнического университета, 2012. Т. 321. № 1. С. 97–104.

7. <u>Карепина К.В.</u> Радиогеохимические особенности железоносных отложений Западно-Сибирского пояса на примере Бакчарского пояса (Томская область) // Труды XVI Междунар. симпозиума им. академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр». Томск, 2012. С.191–194.

8. <u>Николаева И.В.</u> Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1967. 129 с.

9. <u>Пшеничкин А.Я.</u>, Коробейников А.Ф., Колпакова Н.А. К вопросу об оценке осадочных железных руд Бакчарского месторождения на благородные металлы// Материалы регион. конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока. Т. 2. Томск: ГалаПресс, 2000. С. 137–138.

10. <u>Шор Г.М.</u>, Дитмар Г.В., Комаров Н.И. и др. О возможности выявления гидрогенного платиноидного оруденения в чехле юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Т. 2. Кн. 2. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 89–92.

### ПОВЕДЕНИЕ УРАНА И РАДИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЫБРЫН (ВИТИМСКИЙ УРАНОВОРУДНЫЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ)

### В.А. Домаренко, С.В. Краморенко, Е.М. Чернев

Томский политехнический университет 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30, Россия

Поведение урана и радия в палеодолине месторождения Дыбрын подчиняется определённым закономерностям, что проявляется в формировании ореолов радия во внешних контурах рудных залежей на границе окисленных пород. Перераспределение радиоэлементов связано со стадийностью и возрастом оруденения.

коэффициент радиоактивного равновесия, рудный узел, уран, радий балансовые руды, подземное скважинное выщелачивание

### URANIUM AND RADIUM BEHAVIOR BY ORE FORMING IN THE DYBRYN DEPOSIT (BURYATIA)

### V.A. Domarenko, S.V. Kramorenko, E.M. Chernev

Uranium and radium behavior in the paleovalley of Dybryn deposit obeys some definite laws. It is reflected in the radium dispersion halo forming in the outer pool outline of ore deposit. Radioelement redistribution is connected with mineralization staging and age. It appears in the occurrence of outer and inner radium halo at the boundary of oxidized rocks.

radioactive balance index, ore cluster, uranium, radium, commercial ores, drillhole ISL

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Дыбрынское месторождение урана административно расположено в южной части Баунтовского района Бурятии, по природным условиям приравненного к районам Крайнего Севера. Географически месторождение находится в южной части Витимского плоскогорья, на площади Амалатского плато базальтов (в его юго-восточной части). Расстояние до ближайших областных центров Читы и Улан-Удэ составляет соответственно 200 и 400 км, до районного центра п. Багдарин 120 км. От осваиваемого Хиагдинского месторождения оно расположено в 18 км к западу [2]. Месторождение Дыбрынское занимает крайнюю западную часть Хиагдинского рудного поля и расположено на северо-западном склоне Байсыханского поднятия. Оно находится в 10 км к северо-западу от месторождения Тетрах (рис. 1).

Площадь его охватывает истоки и долину верхнего течения р. Дыбрын-Джилинда и характеризуется абсолютными отметками в 1280–1230 м водораздельных частей и 1240– 1200 м долин рек. Участок месторождения расположен в южной части Амалатского плато базальтов и охватывает протяженный отрезок верхнего течения Аталангинской стволовой палеодолины и серию коротких правых притоков, дренирующих северо-западный склон Байсыханского валообразного поднятия фундамента, которое фиксируется серией разновеликих выступов гранитов общей северо-восточной ориентировки.



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Хиагдинского рудного поля. *1*– гранитоиды Витимканского комплекса (γ PZ1v); *2*– донеогеновые осадочные образования, выходящие на поверхность; *3*– гранитоиды куналейского комплекса (γ Tk); *4*– контуры месторождений урана; *5*– тектонические нарушения разного ранга; *6*– Контур Хиагдинского рудного поля; *7*-контур месторождения Дыбрын; *8* - разведочно-эксплуатационные участки: а) первой очереди, б) второй очереди.

В современном рельефе наиболее крупные выступы возвышаются на высоту от нескольких метров до первых десятков метров. Положение Байсыханского поднятия совпадает с современным водоразделом рек Аталанга, Дыбрын-Джилинда.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЯ

Геологическое строение участка месторождения определяется наличием нижнего кристаллических образований структурного этажа кайнозойских И вулканогенно-осадочных образований слоистого чехла, формирование которого происходило при экзогенных, эрозионных, седиментационных, тектонических процессах и интенсивном базальтовом вулканизме.

Нижний структурный этаж, слагающий южное и юго-восточное обрамление покрова базальтов и фундамент палеодолин, представлен лейкократовыми гранитами витимканского комплекса. Для гранитов комплекса характерна средне- и мелкозернистая структура, наличие темного кварца. Главной особенностью гранитов является их высокая (до 30-70 мкр/час), радиоактивность обусловленная присутствием акцессорных радиоактивных минералов, в т.ч. и уранинита, образующего микроскопические выделения в межзерновых интерстициях. В юго-западной части строение фундамента гетерогенное, обусловленное развитием крупных ксенолитов палеозойских метаморфизованных осадочных пород химгильдинской свиты, метаморфических пород гаргинской и суванихинской свит, присутствием мелких тел диоритов, гранодиоритов, присутствием небольших блоков базальтов и осадочных пород нижнего мела.

Перед накоплением неогеновых осадков по породам фундамента развилась плащеобразная глинистая, глинисто-щебенистая кора выветривания каолинитового профиля. На участках более глубокой эрозии продукты коры отсутствуют, а на пологих бортах палеодолин и площадках террас мощность глинисто-щебенистых образований коры варьирует от первых метров до 20–25 м. Образования коры выветривания водоупорны.

В грубозернистых разностях заполняющая масса песчано-алевритовая, полимиктового или аркозового состава. Особенностью осадков является наличие углефицированной растительной и тонкодисперсной сажистой органики, мелкой вкрапленности пирита-мельниковита. Содержание органического вещества разного вида и степени преобразования составляет 1,2-3,4 %, в единичных пробах до 10,8 %, отмечается практическое отсутствие карбонатов (содержание CO<sub>2</sub> обычно не превышает 0,23-0,28 %, в единичных пробах по глинам до 1,94 %), повсеместно фиксируются следы эпигенетических изменений различной степени.

В обобщенных границах урановое оруденение прослежено в направлении с югозапада на северо-восток на 8600 м и с разновеликими апофизами северо-западного простирания. Крайняя юго-западная часть месторождения опущена, сброшена по сбросам Кореткондинского разлома. Амплитуда вертикального смещения залежи колеблется от 30–40 м на западе, до 60–70 м на востоке (рис. 2).



Рис. 2. Каркасная модель рудных отложений осевой части палеодолины Дыбрын – Джилинда, выполненная в ГГИС Micromine.

Кондиционное оруденение слагает субгоризонтальные и пологонаклонные пластои лентообразными рудные залежи в базальной части неогенового разреза, их положение в плане контролируется осевыми частями палеодолин. В единичных случаях оруденение развивается выше базального горизонта на уровне надпойменных террас. Глубина залегания оруденения от 90 до 210 метров.

Границы рудных интервалов визуально не определяются и выделяются радиометрическими методами, по данным гамма-каротажа и опробования. В частных пересечениях по скважинам залежь обычно состоит от одного до пяти сближенных рудных интервалов мощностью от первых десятков сантиметров до 19,9 м (средняя 9,14 м). Руды в основном бедные и рядовые, содержание урана по пересечению обычно составляет первые сотые доли процента от 0,014 до 0,098 %, в среднем 0,038 %.

Руды месторождения характеризуются рядовой удельной продуктивностью, составляющей в среднем 4,8 кг/м<sup>2</sup>. В большей степени рудонасыщенность зависит от мощности, в меньшей от содержания урана. В целом, изменчивость параметров оруденения слабая – коэффициент вариации мощности рудных интервалов равен 42 %, коэффициент вариации содержаний урана составляя 34 %. По предварительным данным распределение металла и его запасов закономерное, в поперечном и продольном профиле симметричное относительно оси.

В аллювиальных отложениях месторождения были обнаружены повышенные концентрации золота. Причем часть его локализуется в контурах урановой рудной залежи, а другая располагается немного выше нее. Источником россыпного золота, по мнению большинства исследователей, являются зоны окисления по пиритизированным метаморфическим породам, где происходит накопление и перераспределение золота.

Органическое вещество присутствует в рудах повсеместно и среднее содержание Сорг составляет 0,3 %. Органика отмечается в виде скоплений мелкого углефицированного растительного детрита в псаммитах или равномерно распыленного в глинисто-алевритовых разностях, а также в виде крупных остатков растительности, линз торфов и лигнитов. В отдельных прослоях углистых осадков содержание Сорг достигает 5 %, а в торфах и лигнитах до 15–28 %.

Урановая минерализация тяготеет пространственно к глинистым минералам, переотложенной органике, сульфидам железа, заполняет поры и трещины в обломках породообразующих минералов. Основными урановыми минералами являются кальциевые фосфаты четырехвалентного урана (нингиоит  $(U,Ca,Ce)_2(PO_4)_2 \times 1-2H_2O)$ , очень редки оксиды урана (уранинит, настуран, урановые черни), а также гидроксиды, силикаты, арсенаты, карбонаты, фосфаты шестивалентного урана (отенит Ca[UO<sub>2</sub>]<sub>2</sub>[PO<sub>4</sub>]<sub>2</sub> ×8H<sub>2</sub>O).

В распределении минеральных фаз урана нет четких закономерностей, но наблюдается определенная тенденция в их размещении: – в тыловой зоне в рядовых рудах преобладают оксиды четырехвалентного урана; – в центральных частях рудной залежи присутствуют все формы оксидов четырехвалентного урана, а также коффинит и редко нингиоит; во фронтальной зоне рудной залежи, на ее выклинивании в безрудную сероцветную толщу – обычны пленочные и глобулярные выделения оксидов урана.

213

По химическому и минеральному составу и технологическим свойствам руды Дыбрынского месторождения являются благоприятными для сернокислотного способа скважинного подземного выщелачивания (СПВ).

Урановые руды месторождений Хиагдинского рудного поля и Дыбрынского месторождения практически монометалльны и не содержат промышленных концентраций других элементов. Совместно с ураном находятся молибден и цинк, содержание которых в рудных телах может достигать 97,2 и 300–340 г/т соответственно. В незначительных количествах в них установлены: Re, Sc, Pb, Cu, Au, Ag и редкоземельные элементы, которые могут накапливаться в технологических растворах при извлечении урана методом СПВ.

Время начала формирования руд, рассчитанное по изотопам свинца и радиоактивных элементов составляет ориентировочно 20 млн лет, самое позднее зафиксированное перераспределение урана завершилось 1–2 млн лет назад.

Наибольший интерес из общего круга решаемых задач представляет процесс выявления закономерностей характера распределения уранового оруденения. Основным поисковым методом определения границ урановой минерализации является анализ изменения гамма-активности в скважинах.

Главной особенностью руд данного типа является их неравновесность, что связано с молодым возрастом руд, не достигших равновесия между ураном и радием. В результате различной миграционной способности радия и урана они разделяются в пространстве, формирую сложные существенно радиевые, либо урановые ореолы [1, 3, 4].

Количественно нарушение радиоактивного равновесия характеризуется коэффициентом радиоактивного равновесия  $K_{pp}$  под которым понимают отношение количеств данного изотопа к родоначальнику ряда распада, причём количество обоих элементов выражают в единицах равновесного с ним урана.  $K_{pp}$  между ураном и радием высчитывается по формуле:

$$K_{pp} = \frac{C(Ra)}{C(U)} \times \frac{1}{3.4 \times 10^{-7}},$$

где содержания урана и радия приведены в массовых долях или в процентах. При сохранении радиоактивного равновесия коэффициент равен единице, Если  $K_{pp} < 1$ , равновесие сдвинуто в сторону урана если  $K_{pp} > 1$ , то в сторону радия. Различают локальные и зональные нарушения радиоактивного равновесия. При локальном нарушении пространственное разобщение урана и радия невелико и сглаживается для больших объёмов руды. Локальные нарушения, связаны с миграцией радия. Характер распределения Крр на месторождении для разных сортов руд показаны на рисунке 3 и 4.



Рис. 3. 3D-модель распределения Крр в контурах содержаний 0,01 %.



**Рис. 4. 3D-модель распределения Крр в контурах содержаний 0,1 %.** Условные обозначения см. рис.3. Стрелками указано распределение Крр в разрезе 3D модели.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ полученного материала показал следующее:

1. Среднее (средневзвешенное) значение Крр, в контуре рудных залежей на месторождении Дыбрын составляет 0,917, что с учетом поправок, не противоречит основному положению, что Крр при подсчёте запасов урановых месторождений следует
считать равным или близким к 1. Однако Распределение Крр неоднородно на всём протяжении рудного тела. Как по горизонтальной, так и по вертикальном осям проекции и разрезам можно выделить пространственно обособленные блоки с разными значениями Крр.

В пределах рудных залежей его значения варьируют от 0,5 до 2. При этом существенно радиевые ореолы слагают внешние оторочки залежей.

2. Знание закономерностей распределения Крр в пространстве позволяет, вопервых, выявить последовательность формирования залежей во времени. Более молодые руды располагаются в ореолах с Крр < 1.

3. Нам представляется, что наши построения ориентированы на возможность использования полученных результатов непосредственно в производственных целях для более рационального размещения эксплуатационных скважин.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Методические</u> рекомендации по применению классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых (радиоактивные металлы) Приложение 5 к распоряжению МПР России от 5 июня 2007 г. N 37-р. 58.

2. <u>Оценка</u> перспектив ураноносности южного фланга Витимского плоскогорья: отчет по геологическому заданию / Под ред И.Р. Коробенко и др. Иркутск: ГФУП «Сосновгеология», 1980. 54 с.

3. <u>Халезов А.Б.</u> Прогнозирование, поиски и оценка урановых месторождений в палеоруслах: методологические рекомендации. М.: ВИМС, 1999. 153 с.

4. <u>Шумилин М.В.</u>, Муромцев Н.Н., Бровин К.Г. и др. Разведка месторождений урана для отработки методом подземного выщелачивания. М.: Недра, 1985. 208 с.

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ПОИСКАХ И ОЦЕНКЕ ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

#### А.А. Дорошков

Институт геохимии им. А.П. Виноградова, 664033, г. Иркутск, а/я 304, ул. Фаворского, 1А, Россия

Рассматриваются результаты использования информационной системы при поисках платиноидно-медно-никелевых месторождений в центральной части Восточного Саяна. информационные системы, геолого-геохимические данные, объемное моделирование

#### USING GIS TECHNOLOGY IN SEARCH AND EVALUATION PGM-COPPER-NICKEL DEPOSITS A.A. Doroshkov

The results of the use of information systems in the search for PGM-copper-nickel deposits in the central part of the Eastern Sayan.

information systems, geological and geochemical data, 3D-modeling

В начале XX века Владимир Иванович Вернадский констатировал, что «...в основе каждого исследования должны лежать беспристрастный сбор возможно большего количества фактов по исследуемой теме, затем их объективное обобщение и лишь потом философское осмысление». Это утверждение приобретает особенную актуальность в наши дни, когда с помощью современных информационных технологий стало возможно структурирование и оперирование большими объемами информации.

Однако специфика комплексного изучения геологических объектов с целью построения объемных геохимических моделей рудно-магматических систем и оптимизации геохимических методов поисков заключается в том, что приходится одновременно формировать и использовать базы данных, содержащие смешанную информацию с разномасштабной представительностью (например, одновременное вовлечение в геоинформационную обработку данных геохимических съёмок масштабов 1:200 000, 1:50 000 и 1:10 000). Это обстоятельство существенно затрудняет её эффективное использование и часто приводит к искажению результатов и не позволяет находить адекватное решение поставленных задач. Поэтому возникла необходимость создания специализированной динамической информационно-аналитической системы, которая представляет собой совокупность реляционных фактографических и документальных баз сформированных с учётом масштабной данных, представительности полученной информации. Они должны содержать как сугубо субъективные петрографические характеристики, так и строго формализованные результаты аналитического изучения проб и комплекс аппаратно-программных средств для их хранения, изменения и поиска информации. Применение такой системы позволяет расширить круг практических задач, направленных на информационное обеспечение геохимических исследований и даёт возможность результативность повысить при управлении исходными данными,

соответственно, упростить процесс дальнейшей поэтапной обработки информации, включая построение детальных геологических карт и разрезов.

По результатам геолого-геохимических работ, проведённых на территории центральной части Восточных Саян было получено и обработано более двух тысяч штуфных и около десяти тысяч литохимических проб. Работы выполнялись на нескольких участках в рамках одной площади. Объектами являлись массивы ультраосновных пород и связанное с этими массивами сульфидное медно-никелевое оруденение. Для выделения перспективных массивов и оценки потенциальной рудоносности использовались литогеохимические исследования и штуфное опробование. Современные методы химического анализа позволили значительно улучшить нижний предел обнаружения элементов и выделить слабоконтрастные аномалии.

После каждого этапа полевых и лабораторных работ вся информация импортировалась в базу данных и велась её промежуточная обработка. Вновь поступающая информация обрабатывалась с учётом результатов предыдущих исследований.

Использование специализированной геоинформационной системы [1] при обработке установить закономерности всего комплекса данных позволило распределения халькофильных и сидерофильных элементов в первичных и вторичных ореолах рассеяния, обусловленные особенностями их поведения в магматическом процессе. На основании моноэлементных матриц, методами пространственного регрессионного анализа, были построены карты распределения мультипликативных аномалий, которые были совмещены с картой интенсивности магнитного поля. Полученная картина распределения аномалий позволяет определить положение ультраосновных массивов, как обнаженных, так и скрытых под рыхлыми отложениями, установить размещение медно-никелевых сульфидных и полиметаллических руд.

На основании объединённых выборок данных поверхностного и глубинного изучения, с помощью программы Leapfrog 3D, были построены 3D модели одного из ультраосновных позволившие визуализировать форму геологического тела, массивов, изменение петрографического состава пород, размещение в нем рудных тел и показать закономерности распределения химических элементов внутри него. В результате установлено, что в пределах тела ультрабазитов максимальные содержания никеля приурочены к верхней центральной части с закономерным уменьшением к нижним горизонтам. Максимальные концентрации хрома также отмечаются в верхней части тела. Резкие переходы содержаний хрома совпадают с границами смены дунитов (содержащих максимальные количества хромшпенелида) верлитами, а плавные – соответствуют постепенному увеличению количества клинопироксена в верлитах, в нижних частях интрузии. Максимальные содержания титана приурочены к нижним частям массива. Увеличение содержания титана сверху вниз также связано со сменой петрографического состава пород, и определяется изменением количества ильменита, авгита и керсутита. Распределение меди внутри массива наиболее четко фиксирует положение рудных тел. Вкрапленные сульфидные руды непосредственно фиксируются в зоне постепенного перехода от дунита к верлиту. Можно

предположить, что рудная зона опоясывает дунитовое ядро массива, образуя лополитообразное тело.

Построенная геолого-геохимическая модель массива позволила сделать следующие петрологические выводы:

1) Массив представляет собой дифференцированное тело с закономерным распределением слагающих его минералов и химических элементов, характерных для интрузий подобного состава.

2) Между петрографическими разностями пород наблюдаются постепенные переходы.

3) Обнаруженные закономерности распределения хрома, никеля, и титана внутри массива, в совокупности с геологическими наблюдениями взаимоотношений с вмещающими породами позволяют сделать вывод о вторичном (перевернутом) залегании массива.

4) Положение рудных тел внутри массива определяется совокупностью процессов ликвации и гравитационной кристаллизации.

Таким образом, создание ГИС при поисках и оценке месторождений полезных ископаемых позволяет эффективно вести работы по сбору геолого-геохимической информации в строго структурированном виде, проводить обобщение и каталогизацию информации для дальнейшего создания объемных моделей.

Работа выполнена при финансовой поддержке по программе ОН3-2 РАН, а также гранта РФФИ № 13-05-12026-офи\_м.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Дорошков А.А.</u> Применение аппаратно-программных платформ для решения комплексных геолого-геохимических задач // Известия Сиб. отд-ния секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2011. Т. 38. С. 167–171.

## СВОЕОБРАЗИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ УРАНОВЫХ, УРАН-ТОРИЕВЫХ И КОМПЛЕКСНЫХ УРАН-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ УРАЛЬСКОГО СЕВЕРА

### В.А. Душин

Уральский государственный горный университет 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, д. 30, Россия

Рассмотрено своеобразие геодинамической позиции комплексных урановорудных объектов Уральского Севера. Выделено восемь структурно-морфологических типов уранового оруденения и рассмотрена его эволюция во времени. Показана связь оруденения как с активизированной шовной зоной, так и с рифейским и раннепалеозойским структурно-стратиграфическим несогласием.

Уральский Север, тектонический блок, тип несогласия, урановорудный район, Маньхамбовский массив

### ORIGINALITY GEODYNAMIC OF URANIUM, URANIUM-THORIUM AND COMPLEX URANIUM-RARE METALS OBJECTS OF URAL NORTH V.A. Dushin

We consider the uniqueness of the geodynamic position uranium ore complex objects Ural North. Allocated eight structural-morphological types of uranium mineralization and discuss its evolution in time. The relationship of mineralization as with activated suture zone, and with the Riphean and Early Paleozoic structural and stratigraphic unconformity.

North Urals, tectonic block, type of disagreement, uranium ore region, Manhambo massif

Одним из приоритетных направлений геологоразведочных работ на уран в настоящее время является выявление комплексных месторождений полигенного генезиса близких к уникальным объектам Австралии и Канады и известных в литературе как месторождения «типа несогласия». Перспективы их обнаружения на Уральском Севере базируются в первую очередь на определенном сходстве геодинамических обстановок, реализованных в индикаторных формациях и истории геологического развития известных уранредкометалльных провинций с территорией Полярного и Приполярного Урала [1].

В настоящее время в пределах допалеозойского основания северной части Уральской складчатой системы можно выделить два мегаблока – Ляпинский и Полярноуральский, различающихся как внутренним строением, так и спецификой осадконакопления, магматизма и минерагении. Первый включает несколько аккретированных, по-видимому, в раннем (Маньхамбовский, протерозое дорифейского выступов основания Малопатокский, Вангырский, Няртинский, Неркаюский), приуроченных к сводовым частям положительных интерференционных складчатых структур. Это приподнятые в складчатой системе фрагменты земной коры, осложненные положительными (купольными) морфоструктурами центрального типа. Полярноуральский мегаблок, относимый к северному сегменту Палеоконтинентального сектора, представлен крупнейшими структурами района – Малокарской и Харбейской антиформами, дорифейский фундамент которых слагают одноименные блоки-террейны. Как и

на юге аккретирование дорифейских блоков происходило в конце раннего протерозоя, обусловив формирование композитного палеоконтинента с дальнейшим образованием платформенного чехла (RF<sub>1</sub>). Последний в связи с развитием Палеоазиатского (доуральского) океана (RF<sub>2-3</sub>) и его эволюцией сформировал поперечные поднятия, сложенные конструктивно-деструктивными (RF<sub>3</sub>-V) комплексами в пределах Собского, Оченырдского, Кожимского и Тимаизского (Маньхамбовского) поднятий [2]. В позднем палеозое мегаблоки были осложнены чешуйчато-складчатыми дислокациями Орангского и Лемвинского аллохтонов, окончательно сформировавшими структуру региона.

Специальными работами на уран и массовыми поисками на территории Полярного, Приполярного и Северного Урала выявлено два мелкомасштабных месторождения урана (Ясное, Народное), два редкометалльно-ураноториевых месторождения (Тай-Кеу и Лонгот-Юганское), восемнадцать рудопроявлений урана и урана-тория (Подснежное, Кынторское, Лемвинское и др.), более 80 проявлений ураноториевой минерализации. Большинство из них, как показали последующие исследования, содержат рудные концентрации благородных металлов [4, 5]. Все уранопроявления можно подразделить на следующие формационноморфологические типы [1] в пределах урановорудных районов Манитанырдского, Харбейского, Ляпинского и Маньхамбовского:

*I* – жильные связанные с венд-кембрийскими вулканическими постройками и вулканическими массивами риолитового состава (Ясное, Подснежное и др.);

2 – жильные в контактовых зонах массивов калиевых и кали-натриевых гранитоидов досреднеордовикского возраста (Народное, Лемвинское и др.);

3 – стратиформные в базальных горизонтах позднекембрийско-ордовикского возраста вблизи рудовмещающих гранитов или риолитов (Саурипейское, Народное (восточный фланг) и др.);

4 – жильные связанные с риолитовыми телами средне-позднепалеозойского возраста (Адрияно-Павловское, Редка–1 и др.);

5 – стратиформные в метаморфизованных породах основания среднего рифея близкие к «типу несогласия» и приуроченные к экзоконтактовым зонам небольших массивов и дайкам гранито-гнейсов, диорито-гнейсов и габброидов (Ново-Харбейское, Турман и др.);

6 – жильно-штокверковые среди метаморфизованных пород рифея связанные с малыми интрузиями щелочных гранитов и граносиенитов поздне-палеозойского возраста и высокотемпературными альбититами в ассоциации с торием, танталом и ниобием (Тайкеуское, Лонгот-Юганское, Турупьинское и др.);

7 – стратиформные в юрско-палеогеновых палеодепрессиях вблизи штоков граносиенитов пермь-триассового возраста (Левдиевское);

8 – стратиформные в современных торфяниках над активизированными ураноподводящими структурами (Моховое).

Выделенные комплексные (U, Th, TR-REE, Au, МПГ) урановорудные районы, как самостоятельные минерагенические таксоны, характеризуются своеобразием геодинамического развития и характером субстрата фундамента территории, а также

спецификой рудной минерализации и естественно географической обособленностью. При этом к региональным рудоконтролирующим структурам в пределах Палеоконтинентального сектора относятся Юбрышкинско-Народинско-Саурейягинская и Собско(Салатимско)-Нундерминская шовные зоны, как западные элементы Главного Уральского надвига, активизированные поперечными (северо-западными) структурами трансформного типа. Возраст оруденения в пределах вышеназванных зон устанавливается на основании результатов комплекса изотопных исследований урановой и сопутствующей свинцовой и ториевой минерализации с учетом возраста рудовмещающих и рудоносных геологических формаций и метасоматитов (рис. 1).



Рис. 1. Эволюция магматизма и комплексного уранового оруденения Уральского Севера.

Проведенные в разные годы исследования свинец- свинцовым, уран-свинцовым, уранториевым методами дали широкий интервал цифр от 1300 до 65 млн лет. Они подтверждают существование в регионе пяти базовых возрастных уровня формирования уранового оруденения и процессов преобразования минерализации - рифейского (TR, Th, U), вендкембрийского (U, Th), средне- позднепалеозойского (U, Ta, Nb), мезозойского (U) [2, 3] и четвертичного (U).

Как в Полярноуральском, так и в Ляпинском и Маньхамбовском урановорудных районах, интенсивность (продуктивность) и характер полезной минерализации определяется совокупностью факторов, для которых предыстория основания играет существенную роль в качестве рудоподготовительного этапа. В этой связи, обрамление Маньхамбовского массива и Харбейского блока являются наиболее перспективными структурами, в которых наряду с мощнейшими довендскими предрудными и рудоподготовительными процессами проявлены продуктивные вулкано-плутоническая гранит-риолитовая И граносиенит-граниттрахириолитовая ассоциации венд-кембрийского палеозойско-(малых тел) И раннемезозойского этапов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Верховцев В.А.</u>, Душин В.А. О перспективах обнаружения комплексных урановых месторождений «типа несогласия» на севере Урала // Известия УГГГА. Сер.: Геология и геофизика, 2000. Вып. 10. С. 108–115.

2. <u>Душин В.А.</u> Магматизм и геодинамика Палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.

3. <u>Душин В.А.</u> Особенности геотектонической позиции комплексных урановорудных объектов Уральского Севера// Региональная геология и металлогения, 2010. № 42. С. 74–83.

4. <u>Душин В.А.</u> Общегеологическая эффективность региональных работ – залог их поисковой результативности// Региональная геология и металлогения, 2013. № 56. С. 5–11.

5. <u>Душин В.А.</u>, Малюгин А.А., Козьмин В.С. и др. Некоторые особенности размещения благороднометалльного оруденения в пределах Уральского Севера // Известия ВУЗов "Горный журнал", 2013. № 8. С. 34–41.

УДК 553.2 (574)

### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

### Б.А. Дьячков<sup>1,2</sup>, О.Н. Кузьмина<sup>1</sup>, [М.С. Рафаилович<sup>3</sup>], Т.А. Ойцева<sup>1</sup>

1– Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева, 070004, г. Усть-Каменогорск, ул. Протозанова А.К., 69, Казахстан;

2– ТОО «Алтайский геолого-экологический институт», 070004, г. Усть-Каменогорск, Либкнехта 21,

Казахстан

3- ТОО Институт природных ресурсов «ЮГГЕО», 050100, Алматы, Достык, 29, Казахстан

С теоретических позиций мобилизма рассматриваются особенности формирования и размещения золоторудных и редкометалльных месторождений Рудного Алтая, Калбы и Жарма-Саура, связанных с различными геодинамическими обстановками и режимами. В Рудном Алтае подчеркиваются связи золото-медно-полиметаллических месторождений с рифтогенной и островодужными условиями проявления девонского вулканизма. В Калбинском регионе ведущее значение в формировании собственно золоторудных месторождений придается коллизионному геодинамическому режиму (C<sub>1</sub>-C<sub>3</sub>) и континентальному рифтогенезу для золотоносных кор выветривания в мезозое. Редкометалльная металлогеническая специфика в регионе связывается с постколлизионным геодинамическим режимом активизации пермского гранитоидного магматизма в структурах сиалического профиля. Выполненные геодинамические обстановки рудообразования рекомендуется учитывать в прогнозно-металлогенических работах.

золотое оруденение, редкие металлы, типы месторождений, геодинамические обстановки формирования, Восточный Казахстан

### GEODYNAMIC CONDITIONS OF FORMATION OF GOLD AND RARE METAL DEPOSITS EASTERN KAZAKHSTAN

#### B.A. Dyachkov, O.N. Kuzmina, [M.S. Rafailovich], T.A.Oitseva

The features of formation and distribution of gold and rare metal deposits of Rudny Altai, Qalba and Zharma Saur considers with theoretical positions of mobilism. They associated with different geodynamic conditions and modes. The link between gold-copper-polymetallic deposits with rift and island arc conditions of Devonian volcanism are underlined in Rudny Altai. In Qalba region leading role in formation of gold deposits actually given collisional geodynamic mode ( $C_1$ - $C_3$ ) and continental rifting for gold weathering crusts in the Mesozoic. The rare metal metallogenic specificity in region connected with postcollisional geodynamic mode of activation of Permian granitoid magmatism in the structures of sialic profile. This geodynamic condition of mineralization is recommended to take into account the expected metallogenic works.

gold mineralization, rare metals, types of deposits, geodynamic conditions of formation, East Kazakhstan

#### введение

Изученная территория Восточного Казахстана охватывает геологические структуры Рудного Алтая, Калба-Нарымской зоны, Западной Калбы и Жарма-Саура, входящие в систему

Центрально-Азиатского подвижного пояса. С теоретических позиций мобилизма рассматриваемые структуры представляют собой чешуи древних палеоконтинентов, которые дрейфовали в Палеоазиатском океане, перемещались с южного в северное полушарие и столкнулись в процессе коллизии Казахстанской и Горноалтайской континентальных окраин (в раннем карбоне и позднее) с образованием единой целостной геологической структуры Большого Алтая (БА). На основании этих палеореконструкций современная структура БА рассматривается как система ранее разобщенных блоков ЗК или коллаж террейнов, спаянных в процессе герцинской коллизии, разграниченных глубинными разломами и резко различающихся по геодинамическому развитию, геологическому строению и металлогении [2].

Восточный Казахстан – это крупный центр цветной и золотодобывающей промышленности, в котором сосредоточены многие крупные и уникальные месторождения меди, свинца, цинка (Риддер-Сокольное, Малеевское, Орловское и др.), благородных металлов (Бакырчик, Большевик, Суздальское и др.), известны месторождения редких и редкоземельных элементов (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора, Верхнее Эспе и др.), титана (Сатпаевское) и многие другие полезные ископаемые [1, 2, 4]. Геолого-металлогенические исследования последних лет выявили различия глубинного строения, вещественного состава и специфику металлогении рудных поясов: Рудноалтайского медно-полиметаллического, Калба-Нарымского редкометалльного, Западно-Калбинского золоторудного и Жарма-Саурского многометалльного. Особое значение имеет геолого-генетическое моделирование условий формирования золоторудных и редкометалльных месторождений различных геолого-промышленных типов, являющееся основой прогнозно-поисковых работ.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

#### Золотое оруденение

Золотое оруденение в регионе БА и на его обрамлении имеет сквозное развитие в каледонидах, герцинидах и мезозой-кайнозойских структурах, но главные вспышки концентраций золота зафиксированы на определенных геологических рубежах. В Рудном Алтае выделяется главный для Восточного Казахстана золото-медно-полиметаллический тип, представленный многими крупными промышленными месторождениями меди, свинца и цинка, в котором золото, наряду с серебром, кадмием, платиной, селеном и другими элементами, является сопутствующим компонентом медноколчеданных и колчеданнополиметаллических месторождений. Месторождения образовались в рифтогенной и островодужной геодинамической обстановках герцинского цикла тектогенеза и генетически связаны с группой базальт-андезит-риолитовых формаций (D<sub>1-3</sub>), дифференцированных и контрастного ряда. Рудоконтролирующее значение имела система активизированных корово-мантийных глубинных разломов, обусловивших длительность вулканических процессов и рудообразования. Для ряда месторождений устанавливается многостадийность формирования и многоэтажность распределения оруденения на нескольких стратоуровнях с вертикальным размахом руд до 1000-1500 м (Риддер-Сокольное, Тишинское, Малеевское, Орловское, Артемьевское и др.).

Риддер-Сокольное месторождение особо выделяется среди других рудных объектов по большому объему добытых золотосодержащих руд. На этом объекте зональность проявляется в смене медных, медно-цинковых и полиметаллических руд на нижних горизонтах месторождения золото-сульфидно-кварцевыми жилами в его верхах, в которых преобладает самородное золото комковидной формы. В свинцово-цинковых рудах золото характеризуется неравномерным распределением с содержанием от 1 до 50 и более г/т. По общей добычи золота за многие годы Риддер-Сокольное месторождение сопоставляется с крупными мировыми объектами. В целом устанавливается неравномерное распределение золота в рудоносных геохронологических уровнях девонского разреза Рудного Алтая. Наибольшие запасы золота (73,6 %) сосредоточены в первом Змеиногорско-Риддер-Сокольном уровне (D<sub>1</sub>e-D<sub>2</sub>ef<sub>1</sub>), который рассматривается как «уникальный золото-серебробарит-полиметаллический» [14].

Собственно золоторудные месторождения сформировались в центральной части БА Горноалтайского коллизионного взаимодействия Казахстанского процессе И В микроконтинентов и пространственно размещаются в Зайсанской сутурной зоне, объединяющей в современном виде Западно-Калбинскую и Чарскую металлогенические зоны. По геолого-геофизическим данным эта сутура в глубинном разрезе подчеркивается валообразным поднятием верхней мантии и системой глубинных разломов шатрового типа, по которым происходило поступление мантийного материала И рудоносных флюидопотоков [2]. В Западно-Калбинском поясе известно более 450 золоторудных месторождений и рудопроявлений, сформированных в коллизионной геодинамической обстановке (С2-3-С3) и размещаются в Мукурском, Бакырчикском, Кулуджунском и Баладжальском рудных районах. Ведущая рудоконтролирующая роль принадлежит системе диагональных глубинных разломов (запад-северо-западного простирания), фиксируемых зонами брекчирования, надвигов, смятия и минерализации, а также цепочками золотоносных малых интрузий и даек плагиогранит-гранодиоритового состава (С<sub>3</sub>) (кунушский комплекс и его аналоги).

Рудовмещающими являются вулкано-карбонатно-терригенные и черносланцевые формации повышенной карбонатности и углеродистости, подверженные гидротермальнометасоматическим изменениям в разломах и на контактах гранитоидных интрузий и даек с образованием нескольких геолого-промышленных типов золотого оруденения. В общем плане золоторудные объекты сосредоточены в Восточно-Казахстанском золоторудном поясе, занимающим косо секущую позицию относительно алтайского северо-западного направления, который на юго-восточном фланге проникает в структуры Южного Алтая и далее продолжается в Китае (рис. 1).



### Рис. 1. Геологическая схема размещения Восточно-Казахстанского золоторудного пояса в структурах Большого Алтая.

1 – офиолиты Чарско-Горностаевского пояса; 2 – Семейтауская вулкано-тектоническая постройка мезозойского возраста; 3 – пермские гранитоиды Калба-Карымского плутона; 4 – Иртышская зона смятия; 5 – сбросо-сдвиг; 6 – границы металлогенических зон; 7 – Восточно-Казахстанского золоторудного пояса и 8 – рудных районов; 9 – золоторудные месторождения. Граничные глубинные разломы (цифры в квадратах):1 – Иртыш-Маркакольский; 2 – Калба-Нарымский; 3 – Теректинский; 4 – Чарско-Зимунайский; 5 – Байгузин-Булакский; 6 – Чингиз-Саурский. Металлогенические зоны (И – Иртышская, КН – Калба-Нарымская, ЗК – Западно-Калбинская, ЖС – Жарма-Саурская). Рудные районы (цифры в кружках): 1 – Мукурский, 2 – Бакырчикский, 3 – Кулуджунский, 4 – Южно-Алтайский).

Золото-сульфидный апокарбонатный mun, пространственно приурочен к раннегерцинскому островодужному (суздальскому) рудоносному уровню (D<sub>3</sub>fm-C<sub>1</sub>v<sub>2-3</sub>). Это новый для региона нетрадиционный тип золотого оруденения в близкий по ряду признаков к «карлинскому типу» крупнообъемных золоторудных месторождений, известных в США, Канаде, Китае, России, Узбекистане и других странах. В Западной Калбе по нашим этому типу относится крупное Суздальское представлениям К месторождение, представленное первичными золото-сульфидными рудами и золотоносными корами выветривания [9]. К перспективным объектам относятся Жайма, Мираж, Байбура, Бригадное и другие [2, 6, 8]. Геолого-генетическая модель определяется как гидротермальнометасоматическая, обусловленная формированием минерализованных зон и золотоносных джаспероидов в тектонически нарушенных карбонатно-терригенных породах в результате процессов кремнисто-железистого метасоматоза. При этом «базовой золотоматеринской» является вулканотерригенная формация  $D_3$ – $C_1v$  [2], а рудогененрирующей – плагиогранит-гранодиоритовая (кунушский комплекс  $C_3$ ). Руды прожилково-вкрапленные, содержание золота варьирует от 0,1 до нескольких десятков г/т. Золото свободное и тонкодисперсное в сульфидных минералах, по размерам оно мелкое, тонкое и в виде микровключений. Месторождения разрабатываются.

Золото-кварцевый тип оруденения отражает раннегерцинский предколлизионный рудоносный уровень (кулуджунский), широко представленный морскими малоуглеродистыми граувакковыми отложениями междуговых прогибов (аганактинская свита, C<sub>1</sub>s). В них развиты многочисленные, преимущественно мелкие месторождения и рудопроявления золото-кварцевого и золотосульфидно-кварцевого типов, генетически связанные с гранитоидами кунушского комплекса C<sub>3</sub> (Кулуджун, Сенташ, Джумба, Лайлы и др.). Золоторудные кварцевые жилы и зоны минерализации контролируются разрывными нарушениями и приурочены, обычно, к контактам массивных песчаников и углистоглинистых алевролитов. Отдельные месторождения сейчас разрабатываются.

Золото-мышьяково-углеродистый тип месторождений (бакырчикский) фиксируется в среднегерцинском коллизионном рудоносном уровне (С2-С3), объединяющем молассовые лимнические толщи буконьской свиты (С2-3). В состав уровня входят наземные сероцветные молассы, флювиолимнические и болотные углеродистые черносланцевые литофации, являющиеся благоприятной рудовмещающей средой для концентрации золотого оруденения. Здесь сосредоточены крупные объекты «черносланцевого» типа мирового уровня (Бакырчик и др.) [12]. Главные месторождения (Бакырчик, Большевик, Глубокий Лог и др.) контролируются Кызыловским глубинным разломом широтного простирания, представленного зонами рассланцевания, брекчирования и динамометаморфизма. Геологоструктурная модель месторождений относится к покровно-надвиговой, отражающей развитие надвигов в условиях преобладающего сжатия и гидротермально-метасоматическое преобразование черносланцевых пород в зонах фильтрации и динамометаморфизма. Рудные тела представлены линзовидными и лентовидными залежами гидротермально измененных алевролитов, графитизированных сланцев и песчаников, с богатой вкрапленностью золотосульфидных минералов. Рудные залежи имеют пологое залегание и прослежены по падению на 1000-1500 м. Источники золота смешанные: 1) вмещающие черносланцевые толщи с горизонтами микститов и 2) рудоносные флюиды малых интрузий и даек кушуского комплекса. Золото образует несколько разновидностей, преобладает его тонкодисперсная вкрапленность в арсенопирите и пирите. Руды «упорные», труднообогатимые. По разведанным запасам и прогнозным ресурсам Бакырчик относится к уникальным золоторудным объектам.

Месторождения золотоносных кор выветривания сформировались в киммерийский цикл тектогенеза в обстановке континентального рифтогенеза. Такие месторождения имеют

широкое распространение в Семипалатинском Прииртышье, где они образовались по первичным золотоносным зонам и по форме относятся к трещинно-линейному типу. Мощность коры выветривания изменяется от первых до нескольких десятков метров, иногда 100-200 М. По преобладают каолинит-гидрослюдистые лостигает составу коры выветривания, содержание золота в которых изменяется в широких пределах (при бортовом значении 1 г/т). При их изучении используются мало затратные технологии переработки сырья методом кучного выщелачивания (месторождения Жанан, Суздальское, Жерек, Мукур и др.). По запасам это средние и мелкие золоторудные объекты. В целом золотоносные коры выветривания наиболее привлекательны для промышленного освоения вследствие их доступности с поверхности и возможности применения экономичных новейших технологий переработки минерального сырья.

Золотороссыпные месторождения образовались в киммерийский и альпийский циклы тектогенеза в результате процессов континентального рифтогенеза, денудации и пенепленизации. Активные процессы неотектоники создали благоприятные формы рельефа для накопления древних россыпей золота в верхнем меле–палеогене, а позднее в кайнозое при консолидации геологических структур и формировании разветвленной речной сети в Западной Калбе и на Южном Алтае образовались многочисленные россыпи с гравитационным золотом, представляющие основные объекты для золотодобычи в прошлые годы. В настоящее время важнейшая зада заключается в разработке перспективных направлений на поиски и оценку погребенных россыпей с мелким и тонким золотом в межгорных и предгорных впадинах, приустьевых участках рек, дренирующих коренные золоторудные месторождения. Реализация рекомендаций по оценке и вовлечению в эксплуатацию нетрадиционных типов россыпных месторождений будет способствовать укреплению сырьевой базы для золотодобывающей промышленности региона.

#### РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Основные редкометаллоносные структуры Большого Алтая сформировались в позднюю стадию герцинского цикла ( $P_{1}-T_{1}$ ), в процессе постколлизионной внутриплитной тектоно-магматической сопровождавшейся вертикальными активизации, сводовоглыбовыми поднятиями и интенсивным гранитоидным магматизмом. Гранитоидные магмы явились источником редких и редкоземельных металлов (Sn, W, Mo, Be, Ta, Nb, Li, TR и др.), с определенными группами геологических формаций. Неодинаковые связанных геотектонические условия формирования гранитоидных массивов и неравномерное их распределение в геологических структурах БА с различными типами строения ЗК, наряду с другими факторами, предопределили главные закономерности зонального распределения редкометалльных месторождений различных порядков. Важное значение придается установлению генетической связи редких металлов с определенными магматическими комплексами и конкретными интрузивными фазами [7].

*Гранитовая* формация P<sub>1</sub> (калбинский, белоубинский, жарминский, горноалтайский комплексы) характерны для Калба-Нарымской, Белоубинско-Сарымсактинской, Сиректас-Сарсазанской тектонических зон, образованных на каледонском и фрагментарном

протерозойском основании повышенной сиаличности. Типичны многофазные гранитные интрузии сложной морфологии. Граниты относятся к плюмазитовой серии K-Na и Na-K типов, обогащены минерализаторами (F, B, Li, H<sub>2</sub>O и др.), геохимически специализированы на Sn, Li, Rb, Cs, Mo (1,5–4 кларка) и являются потенциально рудоносными на редкие элементы. В Калба-Нарымской зоне эта формация сопровождается промышленными редкометалльными месторождениями. В Горном Алтае, Чингиз-Тарбагатае и Жарма-Сауре гранитная формация имеет преимущественно W-Mo специализацию, а в Рудноалтайской зоне с гранитами «калбинского типа» связано бедное редкометалльно-полиметаллическое оруденение.

Лейкогранитовая формация (P<sub>2</sub>) объединяет крупнозернистые лейкократовые граниты монастырского комплекса Калба-Нарымской зоны и кандыгатайского Сиректас-Сарсазанской зоны Жарма-Саурского пояса. Представлена многофазными гранитными массивами зонального строения, мезоабиссальной фации глубинности – 2,5–4 км (массивы Дубыгалы, Сибинский, Монастыри, Кандыгатай и др.). Эти граниты часто содержат пегматоидные и миароловые гнезда (с горным хрусталем, топазом, бериллом). Характеризуются флюорит-редкоземельной акцессорной специализацией и геохимически обогащены Та, Li, W, Sn, Mo, TR. Но вследствие длительной дифференциации магматических расплавов в относительно спокойных тектонических условиях и площадного кристаллохимического рассеяния редких элементов и редких земель лейкократовая формация оказалась слаборудоносной. С ней связаны проявления камерных хрусталеносных пегматитов (Акжайляу, Дубыгалы), вольфрамоносных гидротермалитов (Миролюбовская группа, Кандыгатай) и россыпи монацита (Канайская, Каиндинская и др.).

Формация граносиенит-щелочногранитовая ( $P_{2-}T_1$ ) объединяет граносиениты, нефелиновые сиениты, монцониты и щелочные граниты (гастингситовые, рибекитовые и др.) керегетас-эспинского комплекса в Жарма-Саурской зоне, лениногорского и голушинского в Рудном Алтае и Горном Алтае, тлеумбетского в Чингиз-Тарбагатае и кызылкайнарского в Северном Прибалхашье. Сиениты и монцониты Преображенского и Буранского массивов Жарма-Саурской зоны выделяются Ti–Nb–Zr геохимической специализацией. Щелочные граниты обычно имеют небольшие размеры (2–25 км<sup>2</sup>) и сопровождаются редкометалльноредкоземельным оруденением (месторождение Верхнее Эспе, другие проявления).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализируя рудоносность геологических формаций с учетом их геохимической специализации на рудогенные элементы можно сделать вывод, что пока не установлено строгого соответствия между потенциальной их рудоносностью и количеством извлеченного в руды рудного вещества. Главной причиной несоответствия между геохимической и металлогенической специализацией геологических формаций являются различные условия их формирования, при которых, в одних случаях рудные элементы рассеивались в горных породах и минералах, а в других – отделялись и концентрировались в рудных месторождениях. При поисках рудных объектов необходимо также учитывать разработанные критерии различия рудоносных гранитоидов от слаборудоносных или безрудных

(геотектонические, петрохимические и минералого-геохимические), рассмотренные в специальной работе [4].

Таким образом, в научном плане развивается идея о поясовом размещении месторождений в рудных поясах Большого Алтая, сформированных в различных геодинамических обстановках и геологических условиях, отличающихся по вещественному составу и масштабности оруденения [5]. Проявление магматизма по стадиям развития тектонических циклов в определенных геодинамических режимах (океанического рифтогенеза, рифтогенно-островодужном, коллизионном, постколлизионном и др.) обусловлено последовательной миграцией глубинных очаговых зон из верхней мантии через глубинные слои ЗК до локализации дифференциатов в верхней части колонны преобразования.

В герцинском цикле в рифтогенно-островодужной геодинамической обстановке девонского времени сформировались главные золото-колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая вулканогенного генезиса (Сu, Pb, Zn, Au, Ag, Pt и др.). Позднее в процессе коллизионного сжатия и растяжения (С1–С3) в Рудном Алтае, Западной Калбе и Жарма-Сауре образовались собственно золоторудные объекты разных генетических типов, связанных преимущественно с гранитоидами повышенной основности (Au, Ag, Sb). Позднегерцинская эпоха постколлизионной внутриплитной активизации ознаменовалась интенсивным развитием пермского гранитоидного магматизма, потенциально рудоносного на редкометалльно-редкоземельное оруденение (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W, Mo, TR) Интенсивная вспышка пермского гранитоидного магматизма И vсиление редкометалльной металлогенической активности – это уникальные события в геологической истории Центральной Азии, отмеченные в работах Н.Л. Добрецова, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка, А.Г. Владимирова. А.В. Ткачева и многих других исследователей [3, 10, 11, 13].

Киммерийский и альпийский циклы континентального рифтогенеза и неотектоники продуктивны на оруденение в корах выветривания и россыпях (Au, Ni–Co, Zr–Ti, Ta, Sn, W и др.). Выполненные геодинамические реконструкции являются основой для прогнозно-поисковых работ в регионе.

Статья подготовлена при финансовой поддержке АО «Национальное агентство по технологическому развитию» МОН РК, грант № 403 от 23.12.2011 г.).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Бакырчик</u> (геология, геохимия, оруденение) / Отв. Ред. Нарсеев В. А. М.: ЦНИГР, 2001. 174 с.

2. <u>Большой Алтай</u> (геология и минералогия). Кн. 1-2. Алматы: Гылым, 1998. 304 с; РИО ВАК РК, 2000. 400 с.

3. <u>Владимиров А.Г.</u>, Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в коре и мантии // Геология и геофизика, 2008. Т. 49, № 7. С. 621–636.

4. <u>Дьячков Б.А.</u>, Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса: (Рудный Алтай). Алматы, 1994. 208 с.

5. <u>Дьячков Б.А.</u>, Титов Д.В., Сапаргалиев Е. М. Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив // Геология рудных месторождений, 2009. Т. 51. № 3. С. 222–238.

6. <u>Дьячков Б.А.</u>, Черненко З.И., Майорова Н.П. и др. Геологические условия формирования и размещения золоторудных месторождений апокарбонатного типа Восточного Казахстана. Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2011. 136 с

7. <u>Дьячков Б.А.</u> Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2012. 130 с.

8. <u>Кузьмина О.Н.</u>, Дьячков Б.А., Владимиров А.Г. и др. Геология и минералогия золотоносных джаспероидов Восточного Казахстана (на примере рудного поля Байбура) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1889–1904.

9. <u>Ковалев К.Р.</u>, Калинин Ю.А., Полынов В.И. и др. Суздальское золото-сульфидное месторождение в черносланцевых толщах Восточного Казахстана //Геология рудных месторождений, 2012. Т. 54. № 4. С. 305–328.

10. <u>Коваленко В.И.</u>, Ярмолюк В.В., Андреева И.А. и др. Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 2. Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.

11. <u>Корреляция</u> алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование: Материалы Второго Российско-Казахстанского междун. научн. совещ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. 195 с.

12. <u>Рафаилович М.С.</u>, Мизерная М.А., Дьячков Б.А. Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. Алматы, 2011. 272 с.

13. <u>Ткачев А.В.</u> Глобальные металлогенические циклы в истории Земли: Автореф. докт. диссертации. М., 2012. 45 с.

14. <u>Чекалин В.М.</u>, Дьячков Б.А. Рудноалтайский полиметаллический пояс: закономерности распределения колчеданного оруденения // Геология рудных месторождений, 2013. Т. 55. № 6. С. 513–532.

## ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УРАНА, ФОСФОРА И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДКАХ АКАДЕМИЧЕСКОГО ХРЕБТА ОЗЕРА БАЙКАЛ (ST8;ST11)

### С.М. Жмодик<sup>1,2</sup>, И.С. Кириченко<sup>1</sup>, Д.К. Белянин<sup>1,2</sup>, О.М. Хлыстов<sup>1</sup>

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия;

2-Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, Россия

Распределение химических элементов в донных осадках оз. Байкал отражает физикохимические условия формирования отложений и диагенетических преобразований. Показано влияние различных факторов (седиментационного, биогенного, диагенетического и, в определенной мере, климатического) на характер локального распределения урана, фосфора и других элементов во фрагментах колонок донных осадков станций St8 и St11, отобранных на Академическом хребте оз. Байкал.

осадки озера Байкал, Академический хребет, уран, фосфор, золото, микроэлементы, диагенез

## FACTORS CONTROLLING THE DISTRIBUTIONS OF URANIUM, PHOSPHORUS AND TRACE ELEMENTS IN SEDIMENTS OF ACADEMIC RIDGE OF LAKE BAIKAL (ST8; ST11)

#### S.M. Zhmodik, I.S. Kirichenko, D.K. Belyanin, O.M. Khlystov

The distribution of chemical elements in sediments of Lake Baikal reflects the physicochemical conditions of formation of deposits and diagenetic transformations. The paper shows the influence of various factors: sedimentation, biogenic, diagenetic and to a certain extent, the climate, the nature of the local distribution of uranium, phosphorus and other elements in the fragments of columns sediments stations St8 and St11, selected on Academic Ridge Lake. Baikal.

sediments of Lake Baikal, the Academic Ridge, uranium, phosphorus, gold, trace elements, diagenesis

#### введение

Интерес к изучению глубоководных осадков оз. Байкал значительно возрос в последнее десятилетие, так как появилась возможность использования фактических данных об изменениях различных свойств и параметров донных отложений при палеоклиматических реконструкциях в голоцен-плейстоценовое время и более ранние периоды. Распределение химических элементов в донных осадках оз. Байкал отражает физико-химические условия формирования отложений и диагенетических преобразований, связано с климатическими обстановками и может быть использовано для палеоклиматических реконструкций [1–13]. Установлено, что одни из наиболее чутких индикаторов климатических изменений – вариации концентраций биогенного кремнезема, органического углерода, урана, тория, других элементов и их отношений. Оценка периодичности событий при исследовании колонок донных отложений зависит от локальности используемых методов анализа и возможности определения форм нахождения элементов в осадке. Так, анализ колонки с

шагом 100 мкм при скорости осадконакопления 2–3 см/1000 лет, характерной для Академического хребта оз. Байкал, позволяет определять изменение концентраций элементов каждые 2–3 года. При локальном анализе очень важно учитывать влияние терригенной, диагенетической и эпигенетической составляющих. Диагенетические изменения в процессе «старения» осадка приводят к значительному перераспределению вещества, формированию минералов и агрегатов. Очень значительна роль микроорганизмов в концентрировании не только кремния (диатомовые водоросли), но и фосфора, золота, урана и других микроэлементов.

В статье приведены результаты минералого-геохимического изучения распределения урана и фосфора и сопутствующих элементов во фрагментах донных осадков оз. Байкал (Академический хребет).

#### ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучены Fe-Mn-P фрагменты колонок донных отложений co слоистыми образованиями (слоями, конкрециями) с Академического хребта озера Байкал со станций: St11 (инт. 110–112,8 см), VER-96-1 St8 (инт. 181,8–235 см; координаты 107°56'25" N; 53°32'15" Е) и VER St11 (инт. 5-50 см и 88-125 см; координаты 108°00'05" N; 53°33'51" Е). Колонки донных отложений получены способом, позволяющим извлекать образцы с ненарушенной исходной структурой. Из керна вырезался брусок 50×30×10 мм, который подвергался криогенной вакуумной сушке, а затем пропитывался эпоксидным компаундом. Из центральной части цементированного таким образом материала донных отложений изготавливались полированные шлифы. Изученные интервалы представлены постепенным переходом от ледниковых глин к диатомовым илам. Диатомовые горизонты на 30-40 % сложены материалом диатомовых водорослей и относятся к океанической стадии 5а (максимум около 80 тыс. лет) или казанцевскому межледниковью. В керне станций на глубинах 219-221 см, 25-26 см и 111 см среди диатомовых илов фиксируются слои и участки бурого цвета, обогащенные гидроксидами Fe, Mn и фосфатом. Именно эти интервалы были детально изучены с использованием методов авторадиографии и РФА-СИ.

Основой для получения данных о распределении химических элементов в керне донных отложений были результаты, полученные методом нейтронно-осколочной и бетаавторадиографии. Методы авторадиографии характеризуются высокой чувствительностью, локальностью, возможностью оценки формы нахождения элемента и визуализации пространственного распределения элементов на больших площадях исследуемого образца. Применение указанного метода позволило выявить локальные особенности распределения урана, фосфора, в определенной мере мышьяка, сурьмы, самария и использовать эти данные для целенаправленного исследования наиболее важных интервалов осадка комплексом других методов: РФА-СИ (U, Y, As, Sr, Ca, Fe, Mn, Ti и др.), ИНАА, СЭМ. Минимальный интервал осадка (шаг сканирования) при количественном анализе методом авторадиографии составлял 10–100 мкм, а для РФА-СИ – 100–200 мкм.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ВЫВОДЫ

На рис. 1 представлены результаты анализа распределения ряда элементов в двух фрагментах колонок донных осадков оз. Байкал со указанных ранее станций. Методом нейтронно-осколочной и бета-авторадиографии на этих интервалах обнаружены аномально высокие концентрации U и P в виде тонких слоев и слоистых конкреций. На авторадиограммах проявляется детальная структура урансодержащих фосфатов в виде вариациями концентраций U обусловленной тонкой слоистости. и Р. Данными электронографии. просвечивающей электронной сканирующей И микроскопии, микрозондового анализа установлено, что фосфатное вещество является Са-дефицитным гидроксилапатитом, который в большинстве случаев замещает внутренние части диатомей или формирует криптозернистые, часто однородные участки, обогащенные также железом (рис. 2). Обогащение Са и Р слоев Fe-корок описано Л.З. Граниной [2]. Применение РФА-СИ позволило не только подтвердить существование высоких концентраций U (до 100 ppm) в фосфоритовых образованиях, но и выявить элементы, накапливающиеся в фосфате (см. рис. 1). По результатам минералого-геохимических исследований и факторного анализа выделяются три группы элементов объединенные «терригенным» (Ti-K-Rb-Zr-Nb-Th), «железогидроксидно-фосфатным» (Ca-Fe-P-As-Sr-Y-U-Au) и «марганцево-гидроксидным» (Mn-Ni-Zn-Pb-Ba) факторами. Концентрации этих элементов в фосфате в 3-30 раз превышают фоновые, характерные для глинистых частей осадка. В то же время концентрации в фосфорите группы элементов, связанных с глинистыми минералами (K, Th, Ті), практически не меняются по сравнению с типичным диатомовым осадком.





а – препарат; б – бета-авторадиограмма; в – нейтронно-осколочная авторадиограмма; г – распределение фосфора с шагом 10 мкм; д – распределение урана с шагом 40 мкм (метод нейтронноосколочной авторадиографии); е – распределение урана с шагом 1 мм (метод РФА-СИ); ж – распределение Са, Fe (метод РФА-СИ); з – распределение Y, Sr, As методом РФА-СИ; осадок представлен глинисто-диатомовым материалом с фосфатными слоями (верхний ряд) и преимущественно диатомовым материалом с конкрецией и слоями фосфата; глубина, см – глубина ниже поверхности осадка; St11, St8 – номера станций.



Рис. 2. а – Фосфатный слой с фосфатизированными диатомовыми водорослями (состав см. в табл. 1) (St8, 197,5–197,6 см); б – глинисто-диатомовые отложения с кластогенным зерном апатита (светлое в правом верхнем углу) (St8,199,5 см); в – гидроксид редких земель (светлое в центре) 20,26 % O, 0,95 % F, 33,10 % La, 33,99 % Ce, 3,96 % Pr, 7,70 % Nd (1) в рыхлом агрегате (с преобладанием кремния и железа), содержащем до 0,3–0,5 % P (St11, 28,5–29 см).

В инт. 20–21 см колонки (станция St11) обнаружен гидроксидно-железисто-фосфатнокремнистый слой мощностью 0,5 см, отличительной особенностью которого являются очень низкие содержания урана – ниже, чем в диатомово-глинистом осадке. Химический состав фосфатного слоя характеризуется повышенными концентрациями кремнезема, оксидов кальция и магния, глинозема, щелочей и пониженными – фосфата и оксида железа, по сравнению с фосфатными конкрециями и слоями с больших глубин (табл. 1).

Таблица. 1. Выборочные результаты химического анализа железогидроксиднофосфатных слоев St8 (инт. 197,5–197,6 см) и St11 (28,5–29 см), мас. %

№ точки	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>tot</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	$P_2O_5$
5-1	70,19	Не обн.	13,52	6,71	0,38	2,01	1,62	Не обн.	2,32	Не обн.
5-2-1	21,08	«	1,80	56,28	0,25	0,48	3,87	«	0,25	16,00
5-2-2	28,66	«	Не обн.	67,40	Не обн.	Не обн.	1,43	«	Не обн.	2,50
5-2-3	19,86	«	«	55,54	«	«	4,20	«	«	20,15
5-2-4	19,58	«	«	53,16	0,26	0,37	5,34	«	0,17	20,34
St11-10	54,68	«	3,73	19,28	0,19	0,79	7,20	0,4	0,74	12,57
St11-11	43,20	«	6,73	26,47	Не обн.	1,13	7,75	0,49	1,18	12,63
St11-12	48,34	«	7,18	23,01	«	2,55	6,13	0,52	1,44	10,40
St11-13	46,72	0,63	8,05	22,60	«	1,45	6,93	0,92	1,71	10,59
St11-14	48,32	0,47	7,04	21,52	«	0,99	6,61	0,50	2,09	12,08
St11-15	47,18	Не обн.	7,19	22,84	«	1,34	6,66	0,68	1,80	11,91

*Примечание.* Точка 5-1 – анализ глинисто-диатомового осадка вблизи фосфатного слоя; 5-2-1 – железогидроксидно-фосфатный слой. В точке 5-2-4 содержится 0,78 мас. % ВаО.

Отношение FeO<sub>общ</sub> /P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> также различно: 1,7–2,1 в описываемом слое и 2,6–3,5 в конкрециях и слоях с большей глубины. Вещество в интервале 20–21 см представлено наноглобулярным гидроксидно-железисто-фосфатным агрегатом, в котором встречены глобула гидроксида редких земель и пористое золото, в составе которых содержатся

кислород (7,1–8,7 %) и железо (2,3–2,4 % Fe) (рис. 2, 3). Анализ соотношений фосфора, железа и кальция в этом слое свидетельствует, с одной стороны, об адсорбционном механизме концентрирования фосфата и кальция гидроксидами железа с возможностью формирования (выше предела насыщения) апатита либо вивианита, а с другой – о вероятности существования соединений с железом, кальцием и фосфором в своем составе в ассоциации с гидроксидом железа (рис. 4)..



Рис. 3. Снимки в обратно рассеянных электронах (а, в) и вторичных электронах (б, г) глобулярного гидроксидно-железисто-фосфатного агрегата с низкими концентрациями урана (а, б) и пористой микрочастицы золота, содержащей кислород (7,1–8,7 %), железо (2,3–2,4 % Fe), кремний (0,8 % Si) в P-Fe слое (в, г); St11 (23,0–23,1 см).



Рис. 4. Соотношения компонентов и отношений элементов в железофосфатном слое из байкальских осадков Академического хребта (станция St11, 23,0–23,1 см). На графике P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – FeO<sub>общ</sub> показана кривая адсорбции по Лэнгмюру.

Полученные данные свидетельствуют о существовании в донных осадках оз. Байкал слоев и конкреций фосфоритов – концентраторов урана и других элементов (Ca, Fe, P, As, Sr, Y, Au), которые накапливались в периоды отложения и диагенетических преобразований осадков.

Работа выполнена при финансовой поддержки проектов: ОН3–5.1, ИП № 89, 93, 94, РФФИ № 12-05-01164, 12-05-31324, Министерства образования РФ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Гавшин В.М.</u>, Бобров В.А., Богданов Ю.А., Урановые аномалии в глубоководных отложениях озера Байкал // ДАН СССР, 1994. Т. 334. С. 356–359.

2. <u>Гранина Л.3.</u> Ранний диагенез донных осадков озера Байкал. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео» 2008, 160 с.

3. <u>Грачев М.А.</u>, Лихошвай Е.В., Воробьева С.С. и др. Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера Байкал // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 5. С. 957–980.

4. <u>Жмодик С.М.</u>, Миронов А.Г., Грачев М.А. и др. Урансодержащие фосфориты в донных осадках озера Байкал // ДАН, 2001. Т. 379. № 4. С. 528–533.

5. <u>Кузьмин М.И.</u>, Грачев М.А., Вильямс Д. и др. Непрерывная летопись палеоклиматов последних 4,5 миллионов лет из озера Байкал // Геология и Геофизика, 1997. Т. 38. № 5. С. 1021–1023.

6. <u>Colman S.M.</u>, Peck J.A., Karabanov E.B. et al. Continental climate response to orbital forcing from biogenic silica records in Lake Baikal // Nature, 1995. V. 378. P. 769–771.

7. <u>Edgington D.A.</u>, Robbins J.A., Colman S.M. et al. Uranium – series disequilibrium , sedimentation , diatom frustules, and paleoclimatte change in Lake Baikal // Earth Planet.Sci.Lett., 1996. V. 142. P. 29–42.

8. <u>Fagel N.</u>, Alleman L.Y., Granina L. et al. Vivianite formation and distribution in Lake Baikal sediments // Global and Planetary Change, 2005. V. 46. P. 315–336.

9. <u>Grachev M.A.</u>, Vorobyova S.S., Likhoshway Ye.V. et al. A high resolution diatom record of the palaeoclimates of East Siberia for the last 2,5 my from Lake Baikal // Quaternary Sci. Rev., 1998. V. 17. P. 1101–1106.

10. <u>Goldberg E.L.</u>, Phedorin M.A., Grachev M.A. et al. Geochemical signals of orbital forcing in the records of paleoclimates found in the sediments of Lake Baikal // Nucl.Instr&Meth. in Phys. Res., 2000. A 448/1-2. P. 384–393.

11. <u>Torres N.T.</u>, Och L.M., Hauser P. C. et al. Early diagenetic processes generate iron and manganese oxide layers in the sediments of Lake Baikal, Siberia // Environ. Sci.: Processes Impacts, 2014, V.16. P. 879–889.

12. <u>Williams D.F.</u>, Peck J.A., Karabanov E.B. et al. Lake Baikal record of continental climate response to orbital Insolation during the past 5 Million years // Science, 1997. V. 278. P. 1114–1117.

13. <u>Zolotarev K.V.</u>, Goldberg E.L., Kondratyev V.I. et al. Scanning SR-XRF beamline for analysis of bottom sediments // Nucl.Instr&Meth in Phys., 2001, V.470, p. 382–387.

## ТИПЫ УГЛЕРОДИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

С.М. Жмодик<sup>1,2</sup>, А.Г. Миронов<sup>3</sup>, Д.К. Белянин<sup>1,2</sup>, Е.В. Айриянц<sup>1</sup>, О.Н. Киселева<sup>1</sup>

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3,

Россия;

2 – Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, Россия; 3 – Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба Россия

Представлены данные, которые свидетельствуют о существенных различиях в геологической позиции и геодинамических условиях формирования, природе углеродистого вещества, минералогогеохимических и изотопных характеристик углеродизированных ультрабазитов и углеродистых металлоносных отложений (черносланцевых толщ) юго-восточной части Восточного Саяна. Возраст металлоносных углеродисто-кремнистых сланцев дабанжалгинской свиты сопоставляется с временем формирования черносланцевой провинции с комплексным Ni–Mo–PGE–Au оруденением на юге Китая. В докладе рассматривается роль плюмового магматизма в формировании регионально распространенных металлоносных черносланцевых образований, обогащенных U, Mo, V, Ni, Cu, Zn, Au, PGE.

углеродистые отложения, металлоносные черные сланцы, зоны углеродизации, золото, Восточный Саян

### TYPES OF CARBONACEOUS FORMATIONS OF SOUTHEAST PART OF EAST SAYAN

### S.M. Zhmodik, A.G. Mironov, D.K. Belyanin, E.V. Airiyants, O.N. Kiseleva

The data, which showed significant differences in the geological position and geodynamic conditions of formation, the nature of the carbonaceous material, mineralogical, geochemical and isotopic characteristics carbonized ultrabasics ultrabasic rocks and carbon metalliferous sediments (black shale strata) south-eastern part of the Eastern Sayan. Age metalliferous carbonaceous-siliceous shales dabanzhalga suite compared with the time of formation of black shale province with a complex Ni-Mo-PGE-Au mineralization in the south of China. The report examines the role of plume magmatism in the formation of regional distribution of metalliferous black shale formations enriched U, Mo, V, Ni, Cu, Zn, Au, PGE.

carbonaceous deposits, metalliferous black shales, carbonaceous zones, gold, East Sayan

Повышенный интерес исследователей к породам, содержащим в своем составе углерод закономерен. Во многих случаях с углеродистыми образованиями в тесной пространственной связи находятся крупные месторождения благородных и цветных металлов. Несмотря на достаточно длительную историю изучения природы, условий формирования, источников углерода и рудного вещества в углеродистых породах, остается достаточно много вопросов, хотя результаты исследований современного океанического вулканогенно- и гидротермально-осадочного рудообразования прояснили многие стороны данной проблемы. По-прежнему, существует два принципиально различных взгляда на природу углеродистого и рудного вещества в металлоносных черных сланцах – экзогенный и эндогенный, с большим числом вариантов. Причем многие исследователи придерживаются одной из крайних точек зрения. Анализ размещения «бассейнов черносланцевой седиментации» и регионов с металлоносными углеродистыми отложениями свидетельствует о важной роли в их формировании не только геодинамических обстановок, но прежде всего проявлений плюмового магматизма и возникновением характерных крупных магматических провинций (LIP –large igneous province).

В юго-восточной части Восточного Саяна широко распространены черные сланцы, выделяемые в составе иркутной, ильчирской, дабанжалгинской, барунгольской, дибинской, оспинской свит и зоны углеродизации среди ультраосновных пород ильчирского комплекса (а также гранитов и альбититов) Оспинско-Китойской и Харанурской офиолитовых пластин. Углеродистые отложения распространены в различных геологических ситуациях, сформированы в различных геодинамических обстановках и относятся к четырем формационным типам: терригенно-углеродистому, карбонатно-углеродистому, кремнистоуглеродисто и вулканогенно-углеродистому [Созинов и др., 1983]. Черные сланцы иркутной составной частью преимущественно свиты являются карбонатных отложений. сформировавшихся на неоархейском-палеопротерозойском фундаменте Гарганской глыбы, в условиях континентальной окраины и, вероятно, частично океанической обстановке. Углеродистые сланцы ильчирской и оспинской свит (а также, по-видимому, дибинской) неопротерозойского возраста, входят в состав офиолитовой ассоциации и представлены углеродисто-терригенным углеродисто-вулканогенным формационными И типами. Углеродисто-кремнистые образования дабанжалгинской свиты распространены В карбонатных отложениях нижнего палеозоя в Окинской структурно-формационной зоне и представляют собой глубоководные отложения задугового бассейна. Уверенно разделить углеродистые сланцы ильчирского и иркутного уровней достаточно трудно в связи со сложной покровной тектоникой, проявленной в этом районе. К иркутной свите, отнесены высококалиевые углеродистые сланцы, обнаруженные на участках Водораздельный, Снежный и других на правом и левом борту р. Урик (Боксон-Гарганская зона).

Углеродистые породы в карбонатных отложениях дабанжалгинской свиты слагают отдельные горизонты (до 200 м мощностью), линзы, желваки и другие тела часто неправильной формы (1–30 м). По составу это углеродистые кремни (фтаниты), углеродистокремнистые и углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы существенно серицит-кварцевого, хлорит-серицит-кварцевого (иногда с биотитом и амфиболом) состава. Метаморфизм в целом не превышает мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, хотя в участках проявления контактового метаморфизма фиксируется амфибол-роговиковая фация с биотитом, кордиеритом, альмандином. Содержания органического углерода умеренные (0,8-2,2 мас.%), однако в отдельных горизонтах его количества достигают 19 мас.%. Сульфиды развиты очень слабо (~0,5 %) или отсутствуют вообще. Характерной особенностью углеродисто-кремнистых отложений, относимых к дабанжалгинской свите, является их частая приуроченность к «мусорным» образованиям (олистостроме), пространственно связанными в северной, северо-восточной и южной частях Окинской зоны базит-ультрабазитовыми ассоциациями Эхе-Шигнинской офиолитовой ветви с И «массивами» типа Хурай-Жалгинского, а также зонами высокобарического метаморфизма.

Углеродистые сланцы другого уровня входят в состав ильчирской толщи, располагающейся в основании офиолитового покрова в виде отдельной чешуи. Наиболее интересными в металлогеническом отношении оказались углеродистые отложения нижней пластины офиолитового покрова. Как показано в работе [Добрецов и др., 1988], покров находится в опрокинутом залегании и имеет трехчленное строение. В нижней пластине фиксируются меланжево-олистостромовые горизонты с олистолитами — производными офиолитовой ассоциации. В целом в разрезе пластины преобладают разнообразные сланцы (кварц-хлорит-серицитовые, кварц-амфибол-слюдистые) с отдельными прослоями песчаников, горизонтами и линзами углеродисто-кремнисто (кварц)-слюдистых пород. Отложения этой пластины обнажаются в виде полос или зон (реликтов) вблизи Гарганской глыбы часто совместно с телами гипербазитов. Метаморфизм пород в пределах зон значительно меняется, увеличиваясь от серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации с пиритом в западной части региона (р. Бол. Бутугол, р. Самарта, оз. Ильчир) до биотитовой субфации с амфиболом и гранатом в северо-восточной части (Ольгинская зона). Углеродистые образования в этом случае служат средой, цементирующей олистолиты карбонатных и вулканогенных пород, песчаников и кварцитовидных (кремнистых) пород (реки Бутугол, Урик и др.). Кроме того, углеродистые сланцы распространены в виде отдельных пачек (до 200 м) или прослоев (2-50 M) В нижних частях толщи совместно с карбонатными сульфидизированными метапесчаниками, хлорит-серицитовыми сланцами. В верхней части свиты развиты метавулканиты основного состава. Сланцы по составу являются углеродистыми: кварцсерицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-серицит-карбонатными, кварцбиотитовыми, кварц-амфиболовыми с переменным количеством пирита и пирротина. Метаморфизм пород нарастает к северу региона от серицит-хлоритовой до мусковитбиотитовой субфации зеленосланцевой фации. Характерной чертой отложений этого уровня является наличие горизонтов, линз или зон сульфидизации пирит-пирротинового состава, протягивающихся с перерывами на значительные расстояния (до 7-10 км). В сульфидных горизонтах главными минералами являются пирротин и пирит (5-65 %), а также углеродистокремнистый материал с переменным количеством кварца, хлорита, мусковита, биотита, амфибола и граната в зависимости от степени метаморфизма пород толщи. Практически все типы углеродистых отложений, за редким исключением, содержат невысокие количества Соог. от 0,5-1% до 6-7,5%.

Для всех разновидностей углеродисто-кремнистых пород дабанжалгинской свиты (углеродистые кремни, углеродисто-кремнистые сланцы, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы) характерны повышенные содержания U, Au, Ag, Pt, Pd, Mo, V, P, Cu. Их количества в 5–10 раз превышают таковые для других черносланцевых отложений Восточного Саяна и Северного Прибайкалья. В отдельных горизонтах (линзах) устанавливаются аномально высокие концентрации С<sub>орг.</sub> (19–24 мас.%), Mn (2–3 мас.%), Ni (до 400 г/т), P (до 18 мас.% в линзах ураноносных фосфоритов). В целом для углеродистых пород свиты наиболее типичными ассоциациями элементов, выделенными на основе корреляционного и факторного анализов, следует считать: Au–U, Au–C<sub>орг.</sub>, Th–K, Copr.–Mo–Ag, Ni–Co–Cu–Sn.

Корреляционная связь урана и золота, а также Rb/Sr < 1 обнаруживается практически во всех выделенных типах углеродистых образований дабанжалгинской свиты.

Углеродистые сланцы ильчирской толщи отличаются пониженными или близкими к кларку осадочных пород содержаниями большинства элементов, за исключением Au (KK=10n) и в меньшей мере Ag. Высококалиевые сланцы иркутной свиты характеризуются повышенными концентрациями Au, Ag, V, Mo, Zr, а для некоторых разновидностей углеродистых сланцев кроме того и U, Ni, Co, Cu. B целом этот тип углеродистых отложений имеет промежуточные значения концентраций U, V, Mo, Ag по сравнению с углеродисто-кремнистыми породами дабанжалгинской свиты и черными сланцами ильчирской свиты. По данным факторного анализа, группы коррелирующих элементов составляют: U–Th–K, Au–Ag–V–Co, Au–Ni–Cr. Среди углеродистых отложений ильчирской толщи отдельные горизонты (или линзы) обогащены  $C_{opr.}$  (до 22 мас.%), V (до 5000 г/т), U (до 25 г/т), Zr (до 300 г/т), Y (до 150 г/т).

Изучение углеродизированных ультрабазитов (УУ) Оспинско-Китойского района свидетельствует о том, что описанные М.Ф. Шестопаловым [1938] "УУ являются уникальными образованиями... среди гипербазитов складчатых областей" [Пинус, Колесник, 1966; Летников и др., 1996]. Несомненно, что УУ являются эндогенными образованиями, резко отличающимися от расположенных вблизи (~ 300–500 м) углеродистых сланцев оспинской (ильчирской и других) свиты, как по условиям залегания и составу вмещающих пород, так и по минералого-геохимическим и изотопным характеристикам. Можно предполагать частичное участие черных сланцев оспинской свиты, в качестве источника углерода, при формировании УУ. Во всяком случаи изотопный состав углерода углеродизированных гранит-порфиров, расположенных в непосредственной близости от УУ, может свидетельствовать об этом. При рассмотрении вопроса о времени и условиях проявления процесса углеродизации следует иметь в виду следующие факты:

1 – углеродизации подверглись различные породы Оспинско-Китойского района: слабо серпентинизированные ультрабазиты (гарцбургиты, дуниты), серпентиниты, альбититы, гранодиориты;

2 – устанавливается несколько типов пространственного распространения углеродистого вещества (УВ) в породах: равномерно рассеянное в альбититах и гранитоидах, штокверкоподобное в малоизмененных ультрабазитах, гарцбургитах, дунитах, серпентинитах, прожилковое и жильное в серпентинитах и вторичных дунитах;

3 – изотопный состав углерода УВ различен: в гранитоидах близок к составу УВ черных сланцев, а в ультрабазитах и альбититах отвечает значениям характерным для коровомантийного источника углерода;

4 – минеральный состав УВ ультрабазитов представлен графитом, графитоидом, шунгитом, ультрадисперсным графитом, аморфной фазой (sp<sup>3</sup>-гибридизация) и алмазом, которые обнаружены одновременно, как в различных участках, так и в одном образце;

5 – минеральный и геохимический состав УУ резко неоднороден. В пробах, отобранных из жил УУ в одних случаях фиксируются в значительных количествах арсениды и сульфиды Ni, Fe, Cu, Pb, Zn, циркон, монацит, золото, платиноиды, а в рядом взятых пробах эти минералы не

обнаруживаются, несмотря на одинаковый общий химический и минеральный (породообразующие минералы) состав пород;

6 – устанавливается как минимум две стадии серпентинитизации ультрабазитов: первая проявлялась до углеродизации, а вторая её сопровождала. Этот факт отмечался также Г.В. Пинусом [Пинус, Колесник, 1966];

7 – этап серпентинизации ультрабазитов, происходящий после углеродизации (или близко одновременно) приводит к перераспределению УВ с обогащением зон на границе жилок лизардита и УУ. Это явление было подробно описано ранее [Пинус, Колесник, 1966];

8 — УУ пространственно связаны с зонами катаклаза, дробления, рассланцевания, трещиноватости, брекчирования и другими структурно ослабленными зонами в пределах северной и южной пластин Оспинско-Китойского района и Хара-Нура;

9 – углеродизация часто сопровождается карбонатизацией с формированием тонких прожилков до относительно крупных тел (метры) магнезитов;

10 – процессы деформации приводят к перераспределению УВ и его обособлению в виде прожилков и жилок;

11 – в углеродизированных гипербазитах установлено наличие цирконов, отражающих возраст различных пород и комплексов, фрагменты которых были захвачены флюидными потоками, содержащими углерод (СО, СО<sub>2</sub>, СН<sub>4</sub>) (возраст определен методом SHRIMP во ВСЕГЕИ). Надежно выделяются цирконы отражающие возраст основания Гарганской глыбы (2,9–2,7 Ма) и последующих метаморфических процессов (2,6 Ма); офиолитов океанической (1200–1020 Ма) и островодужной (960–900 Ма) стадий, углеродизированных гранитоидов Таинского штока (870–840 Ма; ранее датированные Re-Os методом 860 Ма (по молибдениту Таинского месторождения) [Мігопоv et al., 2006]. Возраст углеродизации гипербазитов соответствует (825–796 Ма). Такой возраст более соответствует времени коллизии Дунжугурской островной дуги и Гарганского микроконтинента [Кузьмичев, 2001]. Эти данные не позволяют связывать время углеродизации ультрабазитов, гранитоидов и альбититов Оспинско-Китойского района со временем формирования графитов Ботогольского щелочного массива или относить гранитоиды, прорывающие ультрабазиты к огнитскому комплексу;

12 – в составе газовых включений УУ преобладает метан (от 55% до 100 мол.%), а также присутствует азот (от 25 до 44 мол.%). Стенки газовых вакуолей выполнены УВ;

13 – углеродизация гипербазитов сопровождается карбонатизацией (магнезит, доломит), серпентинизацией (антигорит), магнетизацией хромита, в гранитоидах – мусковитизацией и карбонатизацией (кальцит). В тоже время в УУ существуют самородные железо, цинк и аваруит;

14 – состав редкоземельных элементов в УУ и выделенном УВ, в целом, соответствует или близок мантийному тренду, в то время, как для углеродистых сланцев оспинской свиты характерны островодужные соотношения REE;

15 – в УУ и выделенном УВ установлены высокие содержания Ir, Cr, обнаружены минералы Pt, Pd, золото медистое и ртутистое, а также соединения золота и серебра в различных соотношениях: от кюстелита, до высокопробного золота;

16 – в зонах десерпентинизации рассеянное углеродистое вещество ассоциирует с форстеритом и пироксеном, а также с форстеритом и тальком;

17 – углеродизированные ультрабазиты обогащены рубидием, цезием, барием, иттрием, ниобием, свинцом. Относительно вмещающих пород, углеродизация приводит к увеличению концентраций редкоземельных элементов [Савельева и др., 2004].

Результаты картирования, свидетельствуют о распространении углеродизации в ультрабазитах Оспинско-Китойского «массива» в зонах преимущественно северо-западного (47,6%), субмеридионального (23,8%) и субширотного (20,7%) направлений; северовосточное направление менее проявлено (около 8% от общего числа выявленных зон).

Полученные данные свидетельствуют о существенных различиях в геологической позиции и геодинамических условиях формирования, природе углеродистого вещества, минералого-геохимических и изотопных характеристик углеродизированных ультрабазитов и углеродистых металлоносных отложений (черносланцевых толщ) Восточного Саяна [Жмодик и др., 2008]. Возраст металлоносных углеродисто-кремнистых сланцев дабанжалгинской свиты сопоставляется с временем формирования черносланцевой провинции с комплексным Ni–Mo–PGE–Au оруденением на юге Китая [Jiang et al., 2006 и др.]. Близкий возраст определен и для Ботогольского щелочного массива, формирование которого связывается с проявлением неопротерозой-нижнепалеозойского плюмового магматизма [Никифоров, Ярмолюк, 2007; Zhmodik et a., 2013].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-01164), Президиума СО РАН (ИП 89), РАН (ОН3-5.3) и Минобразования РФ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Добрецов Н.Л.</u>, Беличенко В.Г., Боос Р.Г., и др. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1988. 192 с.

2. <u>Жмодик С.М.</u>, Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2008. 304 с.

3. <u>Кузьмичев А.Б.</u> Тектонические история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.

4. <u>Летников Ф.А.</u>, Савельева В.Б., Аникина Ю.В. и др. Высокоуглеродистые тектониты – новый тип концентрирования золота и платины // Докл. РАН, 1996. Т. 347. № 6. С. 795–798.

5. <u>Никифоров А.В.</u>, Ярмолюк В.В. Раннепалеозойский возраст формирования и геодинамическое положение Ботогольского и Хушагольского массивов щелочных поород Центрально-Азиатского складчатого пояса //ДАН, 2007. Т. 412. № 1. С. 81–86.

6. <u>Пинус Г.В.</u>, Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.

7. <u>Савельева В.Б.</u>, Данилова Ю.В., Данилов Б.С. и др. Геохимия высокоуглеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского гипербазитового-массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2004. Т. 45. № 12. С. 1434–1440.

8. <u>Созинов Н.А.</u>, Горбачев О.В., Сидоренко С.А. Геохимические особенности углеродистых отложений различных формационных типов. В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 245–254.

9. <u>Шестопалов М.Ф.</u> Ультраосновной массив Китойских Альп Восточного Саяна и связанные с ним месторождения // Сборник работ по камням самоцветам, 1938. Вып. 4. С. 84–100.

10. Jiang S-Y., Chen Y-Q., Hong-Fei Ling H-F. et al. Trace- and rare-earth element geochemistry and Pb–Pb dating of black shales and intercalated Ni–Mo–PGE–Au sulfide ores in Lower Cambrian strata, Yangtze Platform, South China // Miner Deposita, 2006. V. 41. P. 453–467.

11. <u>Mironov A.G.</u>, Stein H., Zimmerman A. et al. Dating of gold occurrences in the Sayan-Baikal fold belt, Southern Siberia, Russia // Mineral Deposit Research, 2006. P. 797–799.

12. <u>Zhmodik S.M.</u>, Mironov A.G., Karmanov N.S. et al. Carbon-13 and uranothorianite age dating in the Botogol alkaline massif graphites (Eastern Sayan, Russia) // Cambridge Publications Ltd., Goldschmidt 2013. P. 2608.

УДК 550.423+669.018.674+630\*43

### ВЛИЯНИЕ НИЗОВОГО ПОЖАРА НА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

#### И.С. Журкова

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

В ленточных борах Алтайского края изучено поведение рудных и других химических элементов при лесном пожаре. В список проб с фоновой и горелой площадей вошли почвы, лесная подстилка и листья березы. Определение степени выноса или накопления элементов в пожарище проведено простым отношением их содержаний в системе «фон/гарь». Результаты сравнения выявили две группы элементов, различающихся характером поведения при пожаре – мигранты и инертные.

почвенные материалы, пожары, лесные подстилки, миграция, тяжелые металлы

## INFLUENCE OF GREEPING FIRE ON REDISTRIBUTION OF CHEMICAL ELEMENTS

#### I.S. Zhurkova

Behavior of metallic and other chemical elements in forest fires studied in belt forests of Altai Krai. List of samples with background and burnt areas consisted of soil, litter and birch leaves. Determining the degree of removal or accumulation in the conflagration of the ratio of their contents carried in the "background / fumes." Results of the comparison revealed two groups of elements differing nature of the behavior in case of fire - migrants and inert.

soil materials, fires, forest litter, migration, heavy metals

Результатом ежегодных пожаров, которые охватывают от 550 до 650 млн га лесной площади Земли [2], является не только уничтожение лесных массивов, что негативно сказывается на экологической обстановке, но и вовлечение в воздушную эмиссию различных химических элементов и искусственных радионуклидов, а кроме того пассивное накопление других элементов. Поскольку пожары делятся на несколько видов (верховой, смешанный, низовой), то и сила и характер миграции (вынос/накопление) различны [6]. Данная работа посвящена изучению поведения химических элементов при низовом лесном пожаре, а также его влияния на растительный покров пост пирогенных площадей.

#### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования послужило пожарище в центре Алтайского края в сосновых посадках 1974 г., возникшее в 2011 г. Низовой пожар охватил 4 га из 5 га посадок, однако на краю леса огонь иногда переходил на крону сосен. В результате пожара частично выгорела лесная подстилка даже на ограниченных участках верхового пожара.

В задачу исследований входило решение двух вопросов. Так как пожар произошел близко к Семипалатинскому полигону, первый вопрос заключался в изучении возможности поступления искусственных радионуклидов в ландшафты юга Западной Сибири; второй – в изучении поведения различных элементов при низовых пожарах. Для решения этих проблем

был проведен отбор проб и пробоподготовка, затем все отобранные образцы проанализированы атомно-абсорбционным методом.

В фоновых сосновых посадках и на пожарище простым впрессовыванием в верхние 5 см почв стандартным стальным кольцом отобраны образцы на фоновой и выгоревшей площадях (по пять образцов). Послойно (через каждый сантиметр) опробована лесная подстилка мощностью 10 см для определения характера распределения в ней химических элементов. Кроме того, для изучения были отобраны листья молодых берез, выросших на пожарище и на фоновой площади. На фоновой площади изучались лесные подстилки, растения и верхний слой почвообразующих пород, представленных суглинками, на пожарище – продукты горения лесной подстилки или ее остатков и верхний слой почв. В полевых условиях пробы были высушены до воздушно-сухого состояния и упакованы в полиэтиленовые пакеты.

Список исследуемых элементов включает в себя Fe, K, Na, Al, Ca, Mg, Ni, Co, Cd, Hg, Mn, Sr, Pb, Zn, Cu, Ba. Концентрации элементов в компонентах биогеоценоза определены атомно-абсорбционным методом на приборе SoolarM6 (фирмы ThermoElectron, Англия), который снабжен зеемановским и дейтериевым корректором фона. Анализ выполнялся в аккредитованном аналитическом центре ИГМ СО РАН по аттестованным методикам. Точность анализа подтверждена анализом государственных стандартных образцов почв и растений (ЗУА-1, ЗУК-1, ТР-1, ЛБ-1).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Поскольку почвенные материалы, отобранные для сравнения геохимических показателей фоновых и горелых площадей, содержат как растительные, так и минеральные компоненты, их реакция на низовой пожар различна. Минеральная составляющая кардинально не изменяется, в то время как при сгорании растительной части образуется зола и сажа. Результатом высокотемпературного воздействия является изменение физикохимических показателей, таких как плотность, зольность и pH исследуемых образцов. Плотность определена исходя из объема кольца и веса пробы, полученного при гаммаспектрометрическом анализе, pH – по опубликованным методикам [4] зольность – весовым методом [1]. Плотность горелых почв выше, чем в образцах с фоновой площади (0,83 и 0,45 г/см<sup>3</sup>, соответственно), а pH в этом направлении изменяется от 5,8 до 5,5 г/см<sup>3</sup> (так как зола имеет щелочную реакцию). Для горелых почв зольность составила 87 %, для фоновых 60 %.

С изменением физико-химических показателей почвенного покрова пожарища связано и различное поведение отдельных элементов. Аналитические результаты показывают, что Zn, Mn, Hg, Cd вовлекаются в атмосферную эмиссию, а Co, Pb, Ni, Sr, Ba, Mg, Fe, Na, K, Al накапливаются в пожарище (рис. 1). Так как растительные материалы активно поглощают цинк и марганец, их горение сопровождается выносом этих элементов в атмосферу. В свою очередь, ртуть и кадмий образуют летучие соединения, что соответствует их активному выделению при горении [3]. Накапливающиеся в пожарище элементы относятся преимущественно к рудным или породообразующим, поэтому логично полагать, что

обогащение ими почв пожарища связано с нахождением указанных элементов главным образом в минералах почвообразующих пород.



Рис. 1. Распределение элементов в пробах почв фоновых и горелых площадей (Fe, K, Na, Al в %, остальные элементы в мкг/г).

Кроме поведения элементов при пожаре, несомненный интерес представляет сравнение растений на фоновой и горелой площадях. Как уже отмечено, растения представлены молодыми березами. Различие отмечается сразу визуально: в сравнении с фоновыми образцами листья молодых берез имеют больший размер, насыщенный цвет и глянцевый блеск. Закономерности распределения элементов в почвах и листьях берез различных площадей совпадают (см. рис. 1, 2). Однако следует выделить два элемента, которые выпадают из общей зависимости. Содержание марганца в почвенном материале на горелых площадях выше, чем фоновое, а в листьях березы с горелых участков ниже. Содержание ртути в листьях березы с горелых площадей выше, а в горелом почвенном материале ниже фонового. Приведенные разногласия говорят о том, что эти данные по компонентам биогеоценоза следует проверять как натурными наблюдениями, так и экспериментально.



Рис. 2. Распределение элементов в пробах листьев берез фоновых и горелых площадей (Fe, K, Na, Al в %, остальные элементы в мкг/г).

Отдельное внимание следует уделить изучению разреза подстилки. В лесных сообществах подстилки играют весьма существенную роль. С одной стороны, они служат субстратом для прорастания семян лесных растений, источником и потенциальным резервом биогенных веществ и многих водорастворимых органических соединений, что обусловливает формирование специфической среды в ризосферной зоне подроста. С другой

стороны, подстилка является самым важным геохимическим барьером среди всех ярусов леса на пути миграции химических элементов. И с третьей стороны, подстилки, имея повсеместное распространение, горят при любом типе пожара и в той или иной степени участвуют в атмосферной миграции элементов или перераспределении их по выгоревшей площади [5].

Распределение химических элементов в разрезе лесной подстилки обработано и представлено на рис. 3. На графиках видно, что по распределению металлов в разрезе подстилки можно выделить две группы:. 1) Fe, Al, Mg, K, Na Ni, Co, Li, V, Sr, Ba, Mn, Cr, Cu; 2) Pb, Zn, Cd, Hg.



Рис. 3. Пример распределения элементов в вертикальном профиле лесной подстилки ( Fe, K, Na, Al, Mg в %, остальные элементы в мкг/г).

В первой группе в интервале 0–4 см содержание металлов практически не меняется, с глубины 5 см увеличивается, в точке 7 см – резко; затем, с 7 до 8 см – уменьшается и с 8 до 10 см вновь увеличивается. Для Pb, Zn, Cd, Hg отмечается другая тенденция: от 0 до 5 см их концентрация увеличивается, в интервале 5 до 6 см начинается спад, в точке 7 см резко снижается, от 7 до 8 см повышается и от 8 до 10 см вновь падает. Следует отметить, что точка 7 см – это слой подстилки, в которой исчезает структура хвои, в точке 8 см наблюдается почва, далее – граница почвы и чернозема. С глубиной подстилки сорбционная емкость увеличивается, чем объясняется накопление металлов. Кроме того, на подвижность металлов влияют такие факторы как разложение органики, изменение pH, окислительновосстановительного потенциала или состава почвы вследствие различных способов восстановления или природных процессов выветривания [6].

#### выводы

Ежегодно пожары уничтожают миллионы гектаров леса. В результате высокотемпературных воздействий возникает активная миграция радионуклидов и тяжелых металлов в составе дымовых шлейфов. Результаты наших исследований показывают, что даже низовые лесные пожары способствуют выносу в атмосферу кадмия, ртути, искусственных радионуклидов и других токсичных элементов, совместное воздействие которых на живые организмы может иметь негативные последствия. Верховые и повальные

пожары способны вовлекать в атмосферную эмиссию более широкий круг химических элементов. То, что, по прогнозам, XXI век ознаменуется увеличением количества крупных пожаров (особенно в Сибири), обязывает все экологические, научные, лесные и санитарногигиенические службы нашей страны объединить усилия в изучении, прогнозировании лесных пожаров и в борьбе с ними.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: МГУ, 1970. 487 с.

2. <u>Будыко М.И.</u>, Галицын Г.С. Глобальные климатические катастрофы. М.: Гидрометеоиздат, 1986. 158 с.

3. <u>Кабата-Пендиас А.</u>, Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. М.: Мир, 1989. 439 с.

4. <u>Пустовалов Л.В.</u> Методы определения pH и Eh в осадочных породах // Методы изучения осадочных пород. Т. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 116–127.

5. <u>Щербов Б.Л.</u> Роль лесной подстилки в миграции химических элементов и искусственных радионуклидов при лесных пожарах в Сибири // Сибирский экологический журнал, 2012. № 2. С. 253–265.

6. <u>McLean J.E.</u>, Bledsoe B.E. Behavior of Metals in Soils : Ground Water Issue [Electronic resource] // Environmental Research Laboratory Ada, Oklahoma Superfund Technology Support Center for Ground Water, EPA/540/S-92/018, 1992. P. 1–20.

7. <u>Schcerbov B.L.</u> Lazareva E.V. Migration Factors of Radionuclides and Heavy Metals during Forest Eires in Siberia // Advances in Environmental Research, 2010. Vol. 4. P. 99–120.

# ЗАВИТАЯ И ДУРУЛГУЙ – ДВА ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТНО-ПЕГМАТИТОВЫХ СИСТЕМ В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

**В.Е.** Загорский<sup>1</sup>, А.В. Травин<sup>2, 3, 4</sup>

 1– Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, г. Иркутск, а/я 304, ул. Фаворского, 1А, Россия;
2– Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3, Россия;

3– Новосибирский государственный университет, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия; 4– Томский государственный университет, 634050, г. Томск, просп. Ленина, 36, Россия

На основе детального изучения геологических взаимоотношений гранитов и пегматитов и их изотопного датирования выделены два петрогенетических типа гранитно-пегматитовых систем: 1) - вариант тесной генетической связи, когда расплавы гранитов и пегматитов, являясь продуктами эволюции кислой магмы в глубинных магматических очагах, внедряются на более высокие уровни коры совместно и кристаллизуются одновременно (Дурулгуевская гранитно-пегматитовая система); 2) - вариант парагенетической связи пегматитов с гранитами при последовательном их внедрении из одного или нескольких магматических очагов единой магматической колонны (Завитинская полихронная гранитно-пегматитовая система).

гранит, пегматит гранитно-пегматитовые системы, геохронология, рифтогенез, Забайкалье

### ZAVITAYA AND DURULGUY – TWO PETROGENETIC TYPES OF GRANITE-PEGMATITE SYSTEMS, EASTERN TRANSBAIKALIA, RUSSIA V.Ye. Zagorsky, A.V. Travin

Two petrogenetic types of granite-pegmatite systems are divided on the basis of geochronological dating and detail study of geological interrelations of granites and pegmatites: 1) the variant of close genetic link, when granitic and pegmatitic melts are coexistence products of acid magma evolution within deep magmatic chambers, and they intrude on to the more high levels of earth crust together and crystallize simultaneously (the Durulguy granite-pegmatite system); 2) the variant of paragenetic link of granites and pegmatites under their successive intrusion from one or several magmatic chambers of united magmatic column (the Zavitaya polychronous granite-pegmatite system).

granite, pegmatite, granite-pegmatite systems, geochronology, rifting, Transbaikalia

Пространственная связь пегматитов с ареалами гранитоидного магматизма является основанием для выделения гранитно-пегматитовых систем в качестве специфического типа рудно-магматических систем. Под гранитно-пегматитовыми системами понимаются участки (объемы) геологического пространства в земной коре, в которых процессы эволюции кислых расплавов сопровождаются образованием пегматитов. Поскольку пегматиты образуются в очень широком диапазоне геологических и термодинамических условий, особенности их связи
с гранитами характеризуются большим разнообразием. Первично магматическая природа пегматитов в настоящее время практически не оспаривается. Традиционно большинством исследователей считается, что пегматитовые расплавы формируются на основе гранитной магмы в качестве её эманационно-кристаллизационного остатка. Однако возможности данной модели трансформации гранитной магмы в пегматитовую магму оказываются явно недостаточными для удовлетворительного объяснения неоднозначности характера связи пегматитов с гранитами. В частности, в отличие от сингенетических внутригранитных камерных пегматитов, в крупных полях редкометалльных пегматитов их связь с гранитами нередко очень ослаблена и даже проблематична, хотя обычно в генетическом аспекте она всё же подразумевается. Решение вопроса о «материнских» (пегматитоносных) гранитах часто основывается на пространственной близости пегматитов к тому или иному массиву гранитов, однако при отсутствии надежных изотопно-возрастных датировок для тех и других оно оказывается ошибочным. Неясными остаются механизмы нередко экстремального концентрирования и транспортировки огромных количеств редких элементов в локальные очаги при образовании крупных и уникальных пегматитовых месторождений. Известны поля, где при очень большой совокупной массе пегматитов какие-либо граниты вообще отсутствуют, либо гранитов много, но нет близких по возрасту пегматитам. Корректное решение проблемы генетической связи пегматитовых полей и месторождений с гранитами, а также места гранитно-пегматитовых систем в геодинамической истории того или иного региона возможно только на основе достаточного количества изотопно-геохронологических данных для ведущих разновидностей кислых пород, объединяемых по геологическим признакам в ту или иную гранитно-пегматитовую систему.

Имеющиеся материалы и теоретические предпосылки позволяют наметить четыре наиболее вероятных варианта (сценария) пространственно-временных и генетических взаимоотношений пегматитов с гранитами, т.е. четыре петрогенетических типа гранитнопегматитовых систем: тип I – вариант прямой генетической связи с образованием небольших объемов сингенетических пегматитов в результате внутрикамерной дифференциации гранитной магмы на уровне становления массивов; тип II – вариант тесной генетической связи, когда расплавы гранитов и пегматитов, являясь продуктами эволюции кислой магмы в глубинных магматических очагах, внедряются на более высокие уровни коры совместно; тип III – вариант парагенетической связи пегматитов с гранитами при последовательном их внедрении из одного или нескольких магматических очагов единой магматической колонны (полихронные гранитно-пегматитовая системы); тип IV – вариант автономного пегматитового импульса в истории магматизма пегматитоносных структур, с разрывом во времени между гранитами и пегматитами от десятков до сотен млн лет [2, 5]. Однако они требуют для своего обоснования дополнительных детальных геолого-геохронологических исследований, по результатам которых количество выделенных типов может быть несколько увеличено или, наоборот, сокращено.

Настоящий доклад посвящен двум редкометалльным гранитно-пегматитовым системам в Восточном Забайкалье, существенно различающимся по характеру связи

пегматитов с гранитами – Завитинской и Дурулгуевской. Обе они расположены в пределах Агинской структурной зоны и, также как другие редкометалльные пегматитовые поля Забайкальской провинции, связываются с верхнемезозойским кукульбейским магматическим комплексом. К производным этого же комплекса относятся широко известные Орловское и Этыкинское месторождения танталоносных гранитов.

Завитинская гранитно-пегматитовая система с одноименным крупным литиевым месторождением сподуменовых пегматитов расположена в северной краевой части Ононского террейна (Агинского массива), который облекается двумя ветвями Монголо-Охотской сутуры с существенным сдвиговым компонентом, сформировавшейся в результате коллизии Сибирского кратона и Монголо-Китайского континента в юрское время [4]. Завитинское пегматитовое поле вытянуто в субширотном направлении (~ 20 x 7 км) вдоль Ингода-Шилкинской ветви Монголо-Охотской шовной зоны, к которой оно непосредственно примыкает с юга. Вмещающими породами для гранитов и пегматитов служат метатерригенные образования номоконовской, каменской и комользинской свит позднего триаса с прослоями превращенных в сланцы кислых метавулканитов, а также секущие их дайковые тела лампрофиров.

В пределах пегматитового поля выделяются три разновидности гранитов, ассоциация которых является типичной для редкометалльных гранит-пегматитовых систем Восточного Забайкалья: 1) порфировидные биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиориты-граниты (далее – граниты 1); 2) двуслюдяные субщелочные граниты-лейкограниты (граниты 2); 3) мусковитовые, участками мелкопегматоидные субщелочные граниты-лейкограниты с гранатом (граниты 3). Граниты 1 образуют относительно крупные тела (массивы) на западном и восточном флангах пегматитового поля, тогда как граниты 2 и 3 слагают гораздо более мелкие обособленные штокообразные тела в его центральной части. По минеральному составу и текстурным особенностям выделено три типа пегматитов: 1) неравнозернистые (до блоковых) калишпатовые либо двуполевошпатовые безрудные (тип I); 2) существенно альбитовые с акцессорными бериллом, касситеритом и колумбитом, иногда сподуменом (тип II); 3) полосчатые сподумен-альбитовые аплит-пегматиты литиеносные (тип III). Пегматиты I образуют самостоятельные жильные тела, а также слагают апофизы гранит-пегматитовых тел сложной формы с непостоянными объемными соотношениями гранитов 3 и безрудной пегматитовой составляющей, границы между которыми весьма расплывчаты. Многочисленные жилы пегматитов II типа характерны в основном для западной части поля. Редкометалльные пегматиты III типа, слагающие Завитинское литиевое месторождение, образуют «свиту» крупных сближенных жил северо-западного простирания протяженностью около 2,5 км, которая круто падает на северо-восток, под расположенный над ней «этаж», насыщенный лейкогранитами, безрудными и содержащими акцессорную редкометалльную минерализацию (Be, Sn) пегматитами. Согласно результатам U-Pb-датирования гранитоидов Завитинской гранитно-пегматитовой системы (табл. 1) длительность её формирования составляет ~40 млн лет. Значительные временные разрывы установлены между гранитами 1 и 2 (21,5 млн л.), между гранитами 2 и 3 (7,5 млн л.), между гранитами 3 и безрудными

пегматитами, с одной стороны, и сподумен-альбитовыми пегматитами – с другой (10 млн л.). Таким образом, Завитая является примером *полихронного типа* гранитно-пегматитовых систем, для которого характерна парагенетическая связь пегматитов с гранитами при последовательном их внедрении из одного или нескольких взаимосвязанных очагов в пределах единой магматической колонны [2, 5]. Формирование Завитинской гранитнопегматитовой системы совпадает с периодом смены геодинамических режимов в регионе на рубеже  $J_2$ - $K_1$ : возраст самых ранних гранитных членов системы соответствует времени завершения коллизии, тогда как образование сподуменовых пегматитов – этапу нижнемелового рифтогенеза, широко проявленного в Забайкалье [3, 4].

Таблица	1.	Возраст гранитов и пегматитов Завитинской и Дурулгуевской гранитно-
пегматитов	зых	систем

Завитая	[3]	<b>Дурулгуй</b> [авторские данные]							
U-Pb-метод (SH	IRIMP-II)	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar-метод							
Порода	Возраст, млн лет	Порода	Минерал	<sup>39</sup> Ar, %	Возраст плато, млн лет				
Порфировидный биотитовый гранит 1	169 ± 3,0	Порфировидный биотитовый гранит	биотит	99,8	131,2 ± 1,5				
		Мелкозернистый биотитовый гранит	биотит	71,7	128,5 ± 1,4				
Двуслюдяной гранит 2	147,5 ± 3,1	Двуслюдяной лейкогранит	мусковит	97,7	$130,1 \pm 1,4$				
Мусковитовый гранит 3	140,0 ± 3,0								
Безрудный пегматит І	139,6 ± 3,1								
Сподумен- альбитовый пегматит III	129,6 ± 2,7	Альбитовый пегматит	мусковит	99,6	129,7 ± 1,3				

*Примечание.* <sup>39</sup>Ar – доля изотопа, соответствующая интервалу плато (% от общего количества выделенного <sup>39</sup>Ar). Анализы выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН.

Дурулгуевская гранитно-пегматитовая система, расположенная в центральной части Ононского террейна, объединяет изометричный в плане Дедовогорский гранитный массив площадью около 30 км<sup>2</sup> и Дурулгуевское пегматитовое поле в его восточном экзоконтакте. Граниты и пегматиты залегают среди слабо метаморфизованных переслаивающихся песчаников и алевролитов зуткулейской свиты (триас). Гранитный массив локализован в области сочленения Ималкинского разлома северо-западного простирания с более крупным Дурулгуй-Кубухайским разломом северо-восточного простирания, к которому массив примыкает с северо-запада. Плоскость сместителя Дурулгуй-Кубухайского разлома погружается на юго-восток, под вытянутую вдоль этого разлома Дурулгуевскую впадину,

выполненную отложениями нижнего мела (конгломераты, песчаники, алевролиты, базальты) [1]. Большая часть Дедовогорского массива сложена порфировидными биотитовыми гранитами. В восточной краевой его части, к которой примыкает пегматитовое поле, развиты мелкозернистые биотитовые граниты и двуслюдяные, переходящие иногда в мусковитовые, лейкограниты. Двуслюдяными и мусковитовыми лейкогранитами сложены также северозападные части дайкообразных апофиз массива. По простиранию этих тел, с удалением от контакта гранитного массива двуслюдяные лейкограниты сменяются мусковитовыми разновидностями, в которых появляются во всё возрастающем количестве кварцполевошпатовые пегматоидные обособления. В таких гранит-пегматитовых телах северозападные фланги сложены гранитом, а юго-восточные – пегматитом. Дурулгуевское пегматитовое поле представлено «свитой» жильных тел, расширяющейся в виде веера в юговосточном направлении. Пегматитовые жилы часто ветвятся, вновь сливаются, соединяются апофизами, но никогда не секут друг друга. По минеральному составу выделяются три типа пегматитов: микроклиновый, микроклин-альбитовый и альбитовый. Пегматиты последних двух типов являются рудами Чалотского месторождения бериллия. Для пегматитового поля характерна зональность. По простиранию жильной серии, в направлении с северо-запада на юго-восток (продольная зональность), а также вкрест ее простирания, с удалением от гранитов на северо-восток (поперечная зональность), происходит последовательная смена гранитпегматитов пегматитами микроклинового, микроклин-альбитового и альбитового типов. Элементы этой зональности проявляются также по простиранию отдельных жильных тел, разные части которых сложены пегматитами микроклинового и микроклин-альбитового либо микроклин-альбитового и альбитового парагенетических типов.

В таблице 1 приведены результаты датирования гранитов и пегматитов <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Arметодом. Возраст плато изученных образцов укладывается в интервал  $128.5(\pm 1.5)-131.2(\pm 1.5)$ млн лет, т.е. перекрывается с учетом ошибок определения. Поэтому полученный возрастной интервал следует принять для гранитно-пегматитовой системы в целом. Возрастной интервал Дурулгуевской гранитно-пегматитовой системы допускает возможность её формирования в результате нескольких магматических импульсов, при условии, что разрыв между ними был меньше ошибки определения возраста. Прежде всего, это относится к порфировидным и мелкозернистым биотитовым гранитам, с одной стороны, и двуслюдяным/мусковитовым гранитам – с другой, между которыми иногда фиксируются резкие контакты. Гораздо более уверенно по прямым геологическим наблюдениям устанавливаются взаимоотношения двуслюдяных и мусковитовых гранитов с пегматитами. Постепенные фациальные переходы между породами в ряду двуслюдяные граниты — мусковитовые граниты — гранит-пегматиты → микроклиновые пегматиты → микроклин-альбитовые пегматиты → альбитовые пегматиты в пределах, как отдельных жильных тел, так и свиты жильных тел в целом свидетельствуют об их внедрении в течение одного магматического импульса. При этом расплавы, из которых кристаллизовались гранит-пегматиты и пегматиты, представляют собой передовой фронт внедрения гетерогенной магмы. В отличие от Завитинской полихронной гранитнопегматитовой системы, совокупность гранитов Дедовогорского массива и пегматитов

Дурулгуевского поля представляет собой иной тип гранитно-пегматитовых систем. Таким системам свойственна тесная прямая связь пегматитов с конкретными гранитными массивами при одинаковом возрасте гранитов и пегматитов. При этом пегматиты в данном типе гранитнопегматитовых систем не являются результатом внутрикамерной дифференциации в объеме гранитных массивов, с которыми они пространственно связаны. В этих случаях расплавы пегматитоносных двуслюдяных и/или мусковитовых гранитов и пегматитов, занимающие разное положение на тренде эволюции кислой магмы в глубинных магматических очагах, совместно внедряются на более высокие уровни коры, где они кристаллизуются одновременно. При этом кристаллизация экзогранитных жильных пегматитовых тел, в связи с их относительно малыми объемами и более быстрым остыванием, может закончиться раньше, чем завершится кристаллизация пегматитоносных гранитов в пределах массива. Таким образом, Завитая и Дурулгуй представляют собой два петрогенетических типа гранитно-пегматитовых систем, отличающихся длительностью их формирования и характером взаимосвязей пегматитов с гранитами. При этом открытым остается вопрос: чем обусловлены столь значительные (на порядок) различия в длительности прохождения Дурулгуевской и Завитинской гранитнопегматитовой системами одного и того эволюционного пути – от порфировидных биотитовых гранитов до редкометалльных пегматитов? Возможно, это связано с геодинамической историей формирования изученных гранитно-пегматитовых систем. Завитинская полихронная гранитнопегматитовая система расположена в северной краевой части Ононского террейна, непосредственно примыкая с юга к Монголо-Охотской сутуре, тогда как Дурулгуевская система локализована в центральной части террейна, вдали от конвергентных границ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты РФФИ – Сибирь № 14-45-04144 и № 14-05-00712-а) и СО РАН (интеграционный проект № 123).

### ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000, лист М-50-XIII. Москва, 1974.

2. <u>Загорский В.Е.</u>, Макагон В.М. // Современные проблемы геохимии. Материалы Всероссийского совещания. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2012. Т. 2. С. 60–63.

3. <u>Загорский В.Е.</u>, Владимиров А.Г., Макагон В.М. и др. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизионных сдвиговораздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 2. С. 303–322.

4. <u>Зорин Ю.А.</u>, Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г. и др. Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика, 1998. Т. 39. № 11. С. 1578–1586.

5. <u>Zagorsky V.Ye.</u> On emplacement of compositionally heterogeneous pegmatite melts: petrogenetic implications // Estudos Geológicos, 2009. V. 19(2). P. 365–369.

# ЗОЛОТО И ПЛАТИНА В ПОРОДАХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МОРСКОГО БАССЕЙНА

## А.Г. Замирайлова, Ю.Н. Занин, В.Г. Эдер

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090 Новосибирск 90, пр. акад. Коптюга, 3, Россия

Концентрация золота и платины в глинисто-кремнистых породах и аргиллитах баженовской свиты измеряется тысячными и сотыми долями г/ т при более высоком содержании того и другого элемента в первой из этих пород, характеризуемых повышенным содержанием органического углерода, пирита и значений восстановительного режима среды формирования отложений в условиях более медленного темпа седиментации.

золото, платина, черные сланцы, баженовская свита верхняя юра-нижний мел, Западная Сибирь

# GOLD AND PLATINUM IN THE ROCKS OF THE BLACK SHALE BAZHENOV FORMATION OF THE WEST SIBERIAN MARINE BASIN

## A.G. Zamirailova, Yu.N. Zanin, V.G. Eder

The concentration of gold and platinum in the clay-siliceous rocks and argillites of the Bazhenov Formation is measured in thousandths and hundredths of ppm with a higher content of the two elements in the first of these rocks which are characterized by a high content of the organic carbon, pyrite and the values of the reductive mode of the formation of deposits in the environment conditions over the slow rate of the sedimentation.

gold, platinum, black shale, Bazhenov Formation, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Western Siberia

#### введение

Баженовская свита Западно-Сибирского морского бассейна распространена на обширной территории, превышающей 1 млн км<sup>2</sup> [2]. Возраст свиты определяется как верхняя юра (титон-волжский ярус) – нижний мел (берриас) [7]. Мощность свиты на преобладающей части области ее распространения составляет 20–30 м, изменяясь от 10 до 60 м, редко более. Глубина залегания подошвы свиты по изученным авторами скважинам колеблется от 1148 до 3280 м. Свита слагается достаточно широким набором компонентов, позволяющим выделять различные петрографические типы пород. Нами все многообразие пород свиты (без учета карбонатных и т.п., аномальных, занимающих в свите сравнительно небольшое место) подразделено на две группы: глинисто-кремнистые, занимающие порядка 2/3 объема свиты, являющиеся продуктом медленной фоновой седиментации, и аргиллиты, занимающие преобладающую часть остающегося ее объема, сформированные в результате более быстрого выпадения материала из турбидитных потоков.

Работа авторов по изучению содержания золота и платины в черных сланцах баженовской свиты имеет целью рассмотреть распределение концентраций этих элементов в свите в зависимости от состава пород, в первую очередь содержания органического углерода и пирита, темпа седиментации и окислительно-восстановительных условий формирования

отложений, с учетом возможного влияния наложенных процессов. Настоящая заметка отражает начальный этап этих исследований.

## МЕТОДИКА РАБОТ

Отобранный материал анализировался методами рентгено-флуоресцентным и «мокрой химией» на содержание основных породообразующих компонентов, а также определялось содержание органического углерода. Для реконструкции окислительновосстановительных условий формирования отложений использовался метод определения степени пиритизации железа (СП), как отношения содержания железа пиритного в породе к сумме этого железа и содержащегося в солянокислой вытяжке [12]. Определение содержания золота и платины проводилось методом атомной абсорбции. Анализы выполнялись в аналитических лабораториях Института геологии и минералогии СО РАН.

Для анализа было отобрано 10 проб по пять по каждому типу пород (глинистокремнистые и аргиллиты) по одной из скважин Малобалыкской площади в центральной части Западно-Сибирского бассейна (рис. 1) с глубин в интервале 2883–2905 м.



Рис. 1. Месторасположение изученной площади. Контурная линия отвечает границе Западно-Сибирского морского бассейна.

## ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ОБСУЖДЕНИЕ

В таблице 1 приведен химический состав глинисто-кремнистых пород и аргиллитов по отобранным пробам, включая содержания золота и платины.

í <u>م</u> `
5
ŝ
Ξ
Ĕ
3
a
¥
S
Ę
Ë
ä
õ
Ĕ
ä
Σ
Ū
3
E
И
CB
)Z
0
¥
B
5
H
Ĕ
Ke
ö
Ħ
2
Ĕ
8
ā
5
õ
2
Ň
9
E
ΕH
e
H
Ĕ
Σ
.0
X
•
Τ
5
Ę
И
E
Ö
a
H
-

													-	-		-	-	
СП				0,57	0,44	0,74	0,89	0,79	0,69	0,18		0,97	0,88	0,97	6,93	96'0	0,94	0,04
		Пирит		4,10	3,89	3,69	7,58	4,52	4,76	1,61		10,96	8,36	8,03	9,78	11,07	9,64	1,42
		Copr	•	2,92	1,86	2,62	2,92	6,79	3,42	1,93		10,89	12,64	20,89	21,35	20,46	17,3	5,05
		$CO_2$		2,35	2,35	0,94	2,12	5,18	2,59	1,56		1,18	2,47	0,61	0,88	0,34	1,10	0,83
		Sc-д		2,19	2,08	1,97	4,05	2,42	2,54	0,86		5,86	4,47	4,29	5,23	5,92	5,15	0,76
		Sc-T			0,07		0,02	0,08	0,06	0,03		0,07	0,06	0,05	0,09	0,17	0,09	0,05
		$P_2O_5$		0,13	0,20	0,22	0,18	0,24	0,19	0,04		0,39	0,14	0,15	0,07	0,10	0,17	0,12
		$K_2O$		3,47	3,31	3,51	2,97	2,58	3,17	0,39		0,78	1,58	1,22	1,06	1,21	1,17	0,29
в	%	$Na_2O$		1,35	1,40	1,77	1,40	1,48	1,48	0,17	da	0,65	1,09	0,92	0,93	0,90	0,90	0,16
2/т Содержани		MnO	Аргиллиты	0,03	0,07	0,04	0,04	0,05	0,05	0,01	odou вı	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
		MgO		2,06	2,69	1,79	1,64	2,13	2,06	0,40	мниста	1,58	0,92	0,52	0,50	0,57	0,82	0,46
		CaO		2,58	1,81	1, 14	3,67	5,04	2,85	1,55	осто-кре	13,56	3,01	1, 11	1,39	0,61	3,94	5,46
		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (общ.)		6,47	7,60	4,52	6,90	4,62	6,02	1,39	Глини	7,54	5,55	4,45	5,42	6,69	5,93	1,20
		$Al_2O_3$		18,66	18,12	19,06	17,04	15,85	17,74	1,30		4,64	8,81	6,82	6,25	7,18	6,74	1,51
		TiO <sub>2</sub>		0,80	0,79	0,82	0,71	0,69	0,76	90'0		0,22	0,43	0,33	0,30	0,33	0,32	80,08
		$SiO_2$		53,41	54,13	57,17	52,18	48,51	53,08	3,15		41,01	55,51	54,54	50,74	48,74	50,11	5,78
	e/m	Pt		0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,01	0,00	-	0,011	0,010	0,015	0,016	0,013	0,013	0,00
		hh		0,008	0,017	0,023	0,013	0,048	0,02	0,02		0,067	0,006	0,089	0,005	0,009	0,035	0,04
<u>NeNe</u> образцов/ глубина отбора, м			1/2883,40	2/2889,91	3/2991,93	4/2893,91	5/2894,85	Среднее	Стандартное отклонение		6/2900,28	7/2901,60	8/2902,80	9/2904,65	10/2905,00	Среднее	Стандартное отклонение	

#### Общая характеристика распределения содержаний золота и платины в свите

Среднее содержание золота по проанализированным пробам в глинистокремнистых породах баженовской свиты составило 0,035 ± 0,04 г/т, в аргиллитах - $0,022 \pm 0,016$  г/т, содержание платины, соответственно  $0,013 \pm 0,002$  и 0,005 г/т. А.Ф. Коробейников [5] определяет среднее содержание золота в черных сланцах как 19,70 х 10<sup>-7</sup>%. т.е. как 0,0197 г/т. Это значение отвечает нашему содержанию элемента в аргиллитах и в два раз ниже его содержания в глинисто-кремнистых породах. М.П. Кетрис и Я.Э. Юдович [9] приводят средние значения содержания золота в кремнистых и терригенных черных сланцах как 0,0085 и 0,0088 г/т, соответственно. Но в золотоносных черных сланцах оно измеряется не ниже, чем десятыми долями грамма и граммами на тонну, т.е. в общем виде на один-два порядка и более превышая наши значения, достигая и существенно более высоких величин. Содержания платины в платиноносных черных сланцах колеблются от десятых долей до первых граммов на тонну [3], т.е. так же, как и золото, на один-два порядка превышая его содержание в изучаемых нами отложениях. В.А. Гавшин и В.А. Захаров [10] ранее определили содержание золота в породах свиты как 0,004 г/т. Определения содержаний платины в свите нам неизвестны.

#### Содержания органического углерода

Роль органического вещества в золото-платиновом оруденении рассматривалась в публикациях с различных позиций – условий мобилизации материала, его переноса и концентрации [8]. Мы в данном аспекте можем говорить лишь о сопряженном содержании органического углерода и концентрации рассматриваемых элементов в наших породах, что анализировалось некоторыми авторами. Как видно из таблицы 1, более высокие содержания золота и платины характеризуют глинисто-кремнистые породы, отвечающие также и более высоким содержаниям органического углерода по сравнению с аргиллитами, т.е. корреляция здесь прямая. Однако это изменение содержаний тех и других компонентов не является идентичным. Если содержание органического углерода в глинисто-кремнистых породах относительно аргиллитов возрастает в пять раз, то золота – в 1,75 раза, платины – в 2,6 раза. Можно осторожно предполагать боле важную роль органического углерода в свите на концентрацию платины относительно золота.

#### Содержание пирита

Целый ряд авторов связывают концентрацию рассматриваемых элементов в породах главным образом с пиритом. Содержание пирита в глинисто-кремнистой породе в 2,02 раза выше, чем в аргиллите. Эта величина является средней между приведенными выше значениями превышения в этой породе содержаний золота и платины относительно аргиллита, но все же более близкой к соответствующему значению для золота. В целом нам представляется возможным принять концепцию о

важной роли пирита в концентрации золота и платины в черных сланцах баженовской свиты, допуская некоторый акцент в отношении золота.

#### Содержание глинистого и кремнистого материала

Отношение содержания золота в глинисто-кремнистой породе к содержанию его в аргиллите составляет 1.52, тогда как для платины величина подобного отношения не ниже 2,6, т.е. платина концентрировалась в глинисто-кремнистой породе более интенсивно, чем золото. Отношение содержания золота к платине в глинистокремнистой породе составляет 2,69, в аргиллите – 4,4, т.е. относительная концентрация золота здесь носила иной характер, чем платины. Можно думать, таким образом, что глинисто-кремнистая порода представляется более активным концентратором платины, чем аргиллит, тогда как для золота картина обратная. Поскольку глинисто-кремнистые породы сложены главным образом реликтами биогенного материала, нельзя исключить, что платина интенсивнее захватывалась биогенными формами, чем золото, т.е. она в большей степени привносилась в бассейн седиментации в растворах, тогда как для золота можно скорее допустить самородную форму, которая, однако, и здесь не являлась превалирующей, имея в виду пониженное содержание элемента в аргиллитах с преобладающим содержанием терригенного (глинистого) материала.

#### Катагенез и температурный режим; другие наложенные процессы

Факторами концентрации золота и платины в черных сланцах, по данным различных авторов, могут выступать катагенез и метаморфизм, эндогенная деятельность разного рода, метасоматоз. В породах свиты на большей части площади ее развития какие-либо реальные эндогенные проявления отсутствуют, и соответствующий вопрос здесь снимается. Некоторые авторы [1] в качестве единственной движущей силы концентрации благородных металлов в черных сланцах рассматривают катагенез, не указывая, однако, какой интенсивности, по общепринятым шкалам, он для этого должен достигать. Уровень катагенеза по кровле баженовской свиты на площади отбора образцов, по А.Н. Фомину [6] отвечает градации MK<sub>1</sub><sup>2</sup>, что соответствует температурному режиму 130–155 °C. Не вдаваясь в дискуссию, может ли катагенез без дополнительного поступления благороднометалльного материала в черные сланцы способствовать достижению этими элементами промышленных концентраций, мы можем лишь констатировать, что на указанной его градации в изученной породе этого не происходит. Однако на некоторых участках баженовская свита претерпела катагенез значительно более высокого уровня, чем в нашем случае; в печати также приводились фотографии пород из отложений свиты, которые можно рассматривать как эффузивные. Влияние этих факторов на возможную повышенную концентрацию золота и платины в баженовской свите в данных случаях требует отдельного изучения.

#### Окислительно-восстановительный режим формирования отложений

Мы не встретили в литературе градаций содержания благородного оруденения в зависимости от показателей окислительно-восстановительных обстановок, хотя общие

указания на роль восстановительного режима на концентрацию минералов платиновой группы приводятся [11]. В баженовской свите степень пиритизации железа, характеризующая этот режим, составляет для глинисто-кремнистых пород 0,94 и для аргиллитов 0,69, т.е. уровень восстановленности среды образования отложений был в последнем случае значительно ниже, но в обоих случаях он отвечает восстановительному режиму.

#### Темп седиментации

Ранее было показано, что темп седиментации материала глинисто-кремнистых пород, отвечавший фоновому осадконакоплению, был значительно ниже по сравнению с материалом аргиллитов, рассматриваемом как продукт выпадения из турбидитных потоков [4, 13]. Более низкий темп седиментации материала глинисто-кремнистых пород способствовал, на наш взгляд, более полному связыванию рассматриваемых элементов органическим углеродом и пиритом, а возможно и глинистым материалом, из растворов, где по крайней мере часть их находилась.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среднее содержание золота В изученных образцах черносланцевой верхнеюрской-нижнемеловой баженовской свиты Западно-Сибирского морского бассейна составило в глинисто-кремнистых породах  $0.035 \pm 0.04$  г/т, в аргиллитах –  $0,022 \pm 0,016$  г/т, то же для платины:  $0,013 \pm 0,002$  и 0,005 г/т. Повышенная концентрация золота и платины в глинисто-кремнистых породах относительно аргиллитов отвечает повышенному содержанию в первых из них органического углерода, пирита, наряду с более высокими показателями восстановительного характера формирования отложений и с среды более медленным темпом селиментации.

Авторы искренне благодарны Н.М. Глуховой, Л.А. Горчуковой, Н.Г. Кармановой, А.Н. Торянику, И.М. Фоминых за химические анализы пород баженовской свиты, В.Н. Ильиной и В.Г. Цимбалист за определения золота и платины и Г.П. Турковой за определение содержаний органического углерода,

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 13-05-00059.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Гарьковец В.Г.</u> О выделении кызылкумского типа сингенетичноэпигенетических месторождений // Докл. АН. СССР, 1973. Т. 208. № 1. С. 163–165.

2. <u>Гурари Ф.Г.</u>, Вайц Э.Я., Меленевский В.Н и др. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты. М.: Недра, 1988, 200 с.

3. <u>Гурская Л. И.</u> Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

4. <u>Занин Ю.Н.</u>, Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Некоторые аспекты формирования баженовской свиты в центральных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна // Литосфера, 2005. № 4. С. 118–135.

5. <u>Коробейников А.Ф.</u> Особенности распределения золота в породах черносланцевых формаций // Геохимия, 1985. № 12. С. 1747–1757

6. <u>Фомин А.Н.</u> Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. Новосибирск. ИНГГ СО РАН, 2011. 331 с.

7. <u>Шурыгин Б.Н.</u> Никитенко Б.Л. Девятов В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: из-во СО РАН филиал «ГЕО», 2000. 481 с.

8. <u>Юдович Я.Э.</u>, Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

9. <u>Ketris M.P.</u>, Yudovich Ya.E. Estimations of clarkes for carbonaceous biolithes: world averages for trace element contents in black shales and coals // Int. J. Coal. Geol., 2009. V. 78. № 1. P. 135–148.

10. <u>Gavshin V.M.</u>, Zakharov V.A. Geochemistry of the Upper Jurassic – Lower Cretaceous Bazhenov formation, West Siberia // Econ. Geol., 1996. V. 91. № 1. P. 122–133.

11. <u>Pašava J.</u> Anoxic sediments – an important environment for PGE an over-view // Ore Geology Rreviews, 1993. V. 8. № 5. P. 425–436.

12. <u>Raiswell R.</u>, Buckley F., Berner R.A. et al. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation // J. Sediment. Petrol., 1988. V. 58. № 5. P. 812–819.

13. <u>Zanin Yu.N.</u>, Eder V.G., Zamirailova A.G. Composition and formation environments of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous black shale Bazhenov Formation (the central part of the West Siberian Basin) // Marine and Petroleum Geology, 2008. V. 25. P. 289–306.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ AU-Q ЖИЛ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИРОКИНДА (МУЙСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ РАЙОН)

#### Т.М. Злобина, К.Ю. Мурашов, А.А. Котов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

Структурно-динамическое и компьютерное 3D-моделирование позволило выявить новые закономерности механизмов формирования Au-Q жил и прогнозировать особенности структуры на глубине.

структурно-динамические условия, золотокварцевые жилы, 3D-моделирование, математическая статистика, тензоры, векторы

## MODELING OF THE STRUCTURAL-DYNAMIC CONDITIONS OF GOLD-QUARTZ VEIN LOCALIZATION IN THE IROKINDA DEPOSIT (MUYSKIY GOLD REGION)

T.M. Zlobina, K.Yu. Murashov, A.A. Kotov

Structural-dynamic and computer-assisted 3D modeling provided a possibility to detect new trends of Au-Q vein formation mechanisms and predict specific structural features at depth.

structural-dynamic conditions, gold-quartz veins, 3D modeling, mathematical statistics, tensor, vectors

#### введение

Ирокиндинское золоторудное поле представлено Au-Q жилами, локализованными на большой площади, в вертикальном диапазоне глубин более 1 км. Жилы размещены прерывисто в пологих тектонических зонах рассланцевания протяженностью от 3 до 7–10 км. Их падение от западно-северо-западного до юго-западного, под углами 25–45°. Зоны динамометаморфических сланцев (мощностью до 3 м) в архейских гранитогнейсах (рис. 1), маркируют размещение жил. Жилы ветвятся, объединяются, образуя сложную, часто нелинейную морфологию. Структура месторождения – мелкоблоковая, формировалась при полициклическом тектоническом развитии обрамляющих разломов в дорудный и интрарудный периоды. В интрарудный период субширотные разломы активизировались в режиме левых сдвигов, субмеридиональные правых. Глубинными разломами контролируется интрузивный магматизм (PR<sub>1</sub>ms). Жилы Ирокиндинского рудного поля относятся к мезотермальным образованиям (PR<sub>3</sub>–PZ<sub>1</sub>?) малосульфидной золотокварцевой формации, к Au-Pb-Zn минералого-геохимическому типу. Структурно-динамический механизм формирования рудовмещающих нарушений, способный объяснить закономерности локализации жил, не был изучен с детальностью, достаточной для прогнозных построений при эксплуатации. Цель исследований – формирование представления об особенностях структуры на глубоких горизонтах, ниже уровня разведанных запасов. Работа проведена по материалам компании «Бурятзолото».



Рис. 1. Геолого-структурная карта Ирокиндинского рудного поля. М-б 1:25 000 (по материалам «Бурятзолото»).

l – четвертичные отложения; 2 – породы аматканской свиты (PR<sub>1-2</sub>); 3 – гнейсы киндиканской свиты архея; 4 – гранитоиды (PR<sub>1</sub>ms); 5 – габброиды (PR<sub>1</sub>ms); 6 – тектонические нарушения; 7 – зоны рассланцевания; 8 – участок 3D-моделирования Au-Q жил.

## ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рудовмещающими являются структурные элементы низшего ранга, формирующиеся при прогрессивном развитии деформаций в процессе релаксации палеонапряжений на активных разломах. Моделирование механизма деформаций возможно по результатам палеострейн-анализа и оценкам вида напряженного состояния. Реконструкция главных нормальных векторов палеострейна по тангенциальным сколам, выполненным минераламииндикаторами гидротермального процесса (Au-Q и сульфидные прожилки), исключает процессы пред- и пострудного деформирования. Для оценки типа распределения векторов палеострейна использован математический аппарат оценки распределения на сфере ориентировок осевого типа Бингхема [3]. Вид напряженного состояния оценен по собственным значениям  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ ,  $\lambda_3$  собственных векторов матрицы тензора [3]. Палеострейн анализ проводился также геометрическим методом на сферограммах, построенных в изолиниях плотности распределения главных векторов палеострейна. Геометрическая картина в изолиниях определяет направление изменчивости процесса деформирования. Изменчивость изучалась также путем многовариантного анализа, как по обобщенным массивам данных, так и по небольшим выборкам из них, сгруппированным по близким значениям  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ ,  $\lambda_3$ . Материал собран при специальном структурном картировании отдельных площадок, расположенных в штольневых выработках (на горизонтах в диапазоне абсолютных отметок 926–1740 м), пройденных по простиранию шести наиболее крупных жил. Для построения 3D-модели морфологии *трех* сложно сопрягающихся жил использованы материалы рудничной эксплуатации.

## РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Оценка типа геометрического распределения векторов палеострейна на *обобщенных* сферограммах (рис. 2, II, III) показала однородное для всех участков, но нетрадиционное распределение – с растяжением в центре, концентрическими поясами сжатия и промежуточного, а также «смещенным» центром симметрии, общим для триады векторов. Данный центр (на рис. 2, II, III это  $\Delta$ ) – проекция косо ориентированной оси, имеющей одинаковый азимут 105–110° и угол погружения 60° на всех обследованных участках, наиболее приближен к вектору деформаций А (растяжение), но не совпадает с максимумами его распределения на 10–20°. Такое распределение нетрадиционно. Обычно разгрузка напряжений на *прогрессивное* трещинообразование сопровождается вращением эллипсоида деформаций вокруг одного из его главных векторов: на сдвиге – вокруг В, ориентированной согласно сместителю разлома; на сдвиго-раздвиге – вокруг А, перпендикулярно сместителю. Тензоры таких деформаций всегда симметричны относительно векторов А, В, С.

Полученное распределение векторов палеострейна соответствует биполярному коническому распределению Бингхема с 4-й косо ориентированной осью вращения эллипсоида. Оно совпадает с геометрическим, полученным на *изометрических проекциях* сетки Шмидта: проекции сечений конусов Бингхема также эллиптические (см. рис. 2, II, III). Динамическая обстановка характеризует достаточно устойчивый режим. При пологом всесторонне меняющемся сжатии и косо ориентированном растяжении режим с параметрическими оценками  $\lambda_3(A) = 0,4$ ;  $\lambda_1(C) \approx \lambda_2(B) = 0,6-0,5$  ( $\sigma_3 < \sigma_2 \approx \sigma_1$ , где  $\sigma_1 \approx C$ ), можно интерпретировать как режим сдвиго-надвигового типа с вращением в пологой плоскости BC, перпендикулярной оси симметрии  $\Delta$ . Но в этих же выборках получены и другие оценки:  $\lambda_3(A) = 0,6-0,7$ ;  $\lambda_1(C) \approx \lambda_2(B) = 0,4-0,5$ , ( $\sigma_3 > \sigma_2 \approx \sigma_1$ ), что соответствует раздвигу с вращением. Изучение распределения векторов палеострейна малых выборок, сгруппированных по близким значениям  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ ,  $\lambda_3$ , показало неустойчивые динамические режимы с инверсией главных напряжений и изменением вида напряженного состояния (см. рис. 2, I, II', III').

Там, где размещение жил приближено к области пересечения двух разломов, активных в синрудный период в режимах левого и правого сдвигов, получена наиболее изменчивая картина (см. рис. 2-I). Отмечались режимы как *одноосного сжатия*, так и *одноосного растяжения*. В режиме *одноосного сжатия* отмечены варьирование  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ ,  $\lambda_3$  и перераспределение сжатия – растяжения путем их выравнивания до  $\sigma_2$  при пологом  $\sigma_1$  и субвертикальном  $\sigma_2$ . Режимы на трещинном каркасе испытывали влияние режимов на ближайших разломах: сдвига в условиях транспрессии ( $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ) и сдвига в условиях транспрессии ( $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ) и сдвига в условиях транстенции ( $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ ). Режим *одноосного растяжения* получен при геометрической инверсии всех трех векторов палеострейна (А $\leftrightarrow$ B, С развернулось в пологой плоскости) при высоких значениях  $\lambda_3$  и небольших  $\lambda_1 \approx \lambda_2$ , ( $\sigma_1 = \sigma_2 < \sigma_3$ ). Неустойчивые режимы то сжатия, то растяжения получены и на центральном участке (см. рис. 2, II'). Сферограмма (см. рис. 2, III') иллюстрирует сложную инверсию пар векторов палеострейна в плоскостях тектонических нарушений.



Рис. 2. Сферограммы распределения векторов палеострейна неустойчивых (с центром симметрии +) И ycтойчивых (с центром симметрии A) локальных динамических обстановок. Изолинии плотностей распределения: A – B – растяжения **(σ**<sub>3</sub>), промежуточного **(σ**<sub>2</sub>**)**, С – сжатия (**б**<sub>1</sub>) в % (0,5-1,0-1,5-2,0-2,5-3,0-3,5) на верхней полусфере сетки Шмилта.

I – общая выборка – 80 замеров: красные изолинии (32 замера) – неустойчивый динамический режим одноосного сжатия, с центром симметрии (+), синие изолинии – одноосное субвертикальное растяжение, с центром симметрии (+); общее распределение красных) -(синих И устойчивое, с центром симметрии **Δ**. II – общая

выборка (80 замеров) – устойчивый динамический режим с центром симметрии ( $\Delta$ ); II' – выборка (38 замеров) из массива II – неустойчивый режим с центром симметрии (+), *красные изолинии* – преобладает растяжение ( $\sigma_1 \approx \sigma_2 \ll \sigma_3$ ), *синие* – сжатие ( $\sigma_1 \gg \sigma_2 \approx \sigma_3$ ). III – общая выборка (70 замеров) – устойчивый режим с центроидным распределением А, В, С и центром симметрии ( $\Delta$ ); III' – выборка (28 замеров) из массива данных III – неустойчивый режим, с центром симметрии (+), локальной инверсией векторов: А – синие, В – красные, С – зеленые.

Переменные режимы одноосных сжатия или растяжения в тензорах частных механизмов деформирования симметричны относительно А, В, С, а геометрическое распределение векторов А, В, С – относительно центра обычной сетки Шмидта (на рис. 2 это +), тогда как устойчивое центроидное – симметрично относительно 4-й оси симметрии ( $\Delta$ ). Механизмы с распределением напряжений в виде центров сжатия и/или растяжения

получены сейсмологами *в коре* по знакам первых вступлений Р-, SH- и SV сейсмических волн от землетрясений [1].

## ДЕФОРМИРОВАНИИЕ В ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ

В публикациях сейсмологов о неустойчивом развитии сейсмодинамических систем рассматривается значение триггерного воздействия водных флюидов на процесс разрушения [2]. Внедрение флюидов в сейсмоактивный проводящий разлом сопровождается инъективно-гидродинамическим деформированием боковых пород: локально добавляет инъективно-гидродинамический стресс (одноосное субвертикальное *сжатие* при малых пологих  $\sigma_3 = \sigma_2$ ). Гидродинамическая система вступает в конфронтационное взаимодействие с тектонодинамической на разломе, где пологое боковое сжатие выравнивается до  $\sigma_2$ , действующего еще субвертикально. Условия транспрессии локально меняются на условия транстенции. По мере увеличения объема флюидов возрастает поровое давление боковых пород, боковое сжатие увеличивается, что приводит к усилению процесса прогрессивного трещинного разрушения боковых пород. Триггерный эффект изменяет условия одноосного сжатия на условия преобладающего растяжения при резком спаде давления. По устному сообщению В. Ю. Прокофьева, судя по термобарометрическим исследованиям включений в кварце из жил Ирокинды, процесс гетерогенизации флюидов характеризуется перепадами давлений более чем на 2 кбар (от 3530 до 1350 бар) и температур более чем на 100 °С (от 386 до 277 °С).

Динамически неустойчивая система, все более удаляясь от состояния равновесия, переходит в режим пульсационной нагруженности пород, при которой более активны то сжимающие, то растягивающие напряжения, а гидродинамическая – в колебательный режим. Энергетический потенциал системы периодически возобновляется за счет триггерного усиления сейсмического процесса. Переходы от локальной динамической неустойчивости к равновесию возникают при условии диссипации энергии [2]. Динамический процесс развивался путем самоорганизации (скейлинга) на низшем иерархическом уровне. Показатели самоорганизации – понижение энтропии (диссипация сейсмической энергии, резкое снижение РТ-параметров флюидов), потеря симметрии сейсмодинамической системы. Скейлинг завершился фазовым переходом (бифуркацией) системы в качественно новое состояние в критических точках. Механизм бифуркаций Хопфа [4] устанавливает связь между потерей устойчивости положений равновесия и возникновением автоколебаний в системе. Это локальная бифуркация векторного поля, при развитии которой особая точка-фокус теряет устойчивость и от него отделяется предельный замкнутый цикл. Бифуркация Хопфа – фазовый переход, породивший новый предельный цикл развития Ирокиндинской сейсмодинамической системы с 4-й осью симметрии ( $\Delta = H$  – ось вращения эллипсоида) и замкнутым центроидным распределением векторов палеострейна.

### СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКАЯ И 3D-МОДЕЛИ

Напряжения сжатия переходят в бифуркационном режиме в напряжения крутящегося сжатия с выравниванием  $\sigma_1 = \sigma_2$ , что обусловливает меняющуюся по всему лимбу компаса азимутальную ориентировку пологих векторов (C = B) палеострейна. Этот динамический режим необычен нелинейной объемной релаксацией напряжений. Вследствие необратимости процессов самоорганизации образованные на всех ее этапах структурные формы сохранились. При пульсирующих напряжениях сжатия и растяжения образовались эшелонированные сдвиги и линейные формы – раздвиги по пологим сколам, ориентированным согласно простиранию ближайших мелких разломов. Нелинейная релаксация напряжений бифуркационного поля расходовалась на трещинные деформации вращательного сдвига в плоскости перпендикулярно Н, вызвавшего образование «крутящихся» тангенциальных сколов. Завершающему на момент заполнения флюидами трещинного пространства «фазовому портрету» структурно-динамического деформирования (см. рис. 2, II, III) соответствует модель (рис. 3, а) с погружением оси  $H = 60^{\circ}$ .



Рис. 3. Модель сейсмодеформирования среды в условиях триггерного эффекта флюидов (а) и план-схема структурных парагенезов (б).

H – ось симметрии динамической системы и вращения эллипсоида в направлении, указанном стрелкой; ЭСР – эшелонированные сдвиго-раздвиги; КЛС – коническая листринговая структура; сколы: t – тангенциальные, R – радиальные.

В условиях вращательного сдвига формируется серия эшелонированных сдвигораздвигов с различающимся простиранием и близким пологим (в среднем 30°) падением (см. рис. 3, б). При внедрении флюидов они объединяются, образуя пологие главные структурные зоны нелинейной морфологии. Тангенциальные сколы при действии крутящегося сжатия объединились в конические, примыкающие к главным пологим структурным зонам сверху и снизу (см. рис. 3, а), где они должны иметь противоположное падение. При их объединении флюидами, создается листринговая (пропеллер) структура, а жилы в ней имеют сигмоидную морфологию (рис. 4).



Рис. 4. Сигмоидные жилы в листринговых структурах при круто (1) и полого (2) ориентированной Н.

На штольневых горизонтах сигмоидная форма: а – не очевидна, проекции на горизонтальные плоскости конические; б – очевидна, проекция сигмоидная.

Штольневыми горизонтами вскрыты верхние хвосты таких жил до абсолютных отметок 929 м. На проектируемых ниже этого уровня горизонтах предполагается размещение нижних хвостов. Компьютерное 3D-моделирование морфологии наиболее сложно сопрягающихся *трех* жил проведено по материалам регулярных замеров азимутальных ориентировок жил, зафиксированных при эксплуатационном опробовании на всех штольневых горизонтах (2026 замеров). Графическая визуализация результатов приведена на рис. 5. Совместный анализ структурно-динамической (см. рис. 3) и 3D-модели показал, что жила 35 локализована в структуре конического скола. Жила Лагерная и 30 локализованы в сдвиго-раздвиге, входящем в серию эшелонов одной из главных структурных зон. Анализируя 3D-модель в различных проекциях (XYZ), мы пришли к выводу о существовании признаков листринговой структуры: в месте сочленения жил Лагерная и № 30 угол сопряжения 15–30°, отмечены два поперечных тектонических нарушения, а в юго-западном «окончании» жилы № 30 на горизонте 929 м – признаки листрингового пережима. На горизонтах ниже 900 м следует ожидать наличие нижнего хвоста жилы № 35 с обратным падением.

#### выводы

Линейные и нелинейные структурные парагенезы месторождения Ирокинда сформированы в процессе самоорганизации палеосейсмодинамической системы.

Работа выполнена при поддержке компании Nordgold-Бурятзолото и гранта РФФИ №13-05-00084.





а – проекция каркаса, на врезке – увеличенный фрагмент, вид сверху под углом; б – модель морфологии жил с двумя видами визуализации при разных разворотах в 3D, согласно X, У, Z.

*l* – отрезки векторов падения жил на горизонтах штолен: а – на каркасе, б – на врезке; *2* – полигональные линии: а – на каркасе, б – на врезке; *3* – площадки структурных исследований; *4* – абсолютные отметки горизонтов штолен; *5* – жилы (ж-1 – Лагерная, ж-2 – № 35, ж-3 – № 30); *6* – тектоническое нарушение на врезке; Н – ось симметрии модели деформирования на 3D-модели.

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Лутиков, А.И.</u>, Юнга С.Л., Кучай М.С. Сейсмические источники, не удовлетворяющие модели двойного диполя: критерий выявления и распределение в островных дугах // Геофизические исследования, 2010. Т. 11, № 3. С. 11–25.

2. <u>Соболев Г.А.</u> Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии // Экстремальные природные явления и катастрофы. Т. 1. Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений / Отв. ред. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 15–43.

3. <u>Bingham C.K.</u>, Mardia V. A small circle distribution on the sphere // Biometrika, 1978. V. 65. P. 379–389.

4. <u>Hopf E.</u> Abzweilung einer periodischen Lusung von einer stationaren Lusung eines Differential systems // Ber. Math-phys. Kl. Sachs. Acad. Wiss. Leipzig, 1942. V. 94. P. 3–22.

## МИНЕРАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД КУМИРНОГО ПОЛИМЕТАЛЬНО-ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИХ ТИПИЗАЦИЯ (НИЖНЕ-ТАЕЖНЫЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ, СЕВЕРНОЕ ПРИМОРЬЕ)

### В.В. Ивин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, г.Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, Россия

На Кумирном многометалльном (Sn–Cu–Pb–Zn–Au–Ag) месторождении проявлено три минерально-геохимических типа оруденения: олово-полиметально-серебряный (Sn–Cu–Zn–Pb–Ag), полиметально-серебряный (Zn–Pb–Ag) и собственно серебряный (Ag). Особенностью первого (Sn–Cu–Zn–Pb–Ag) типа является присутствие касситерита, содержание которого достигает до 1 и более %. Для второго (Zn–Pb–Ag) типа характерно присутствие самородного золота. Значительное разнообразие минеральных форм серебра – важнейшая особенность вещественного состава собственно серебряного (Ag) типа. Установленная латеральная зональность минерализации является отражением вертикальной, когда Sn–Cu–Zn–Pb–Ag оруденение на уровне 150 м сменяется на Zn–Pb–Ag (абс. отметки 300 м) и наконец, на собственно Ag (абс. отметки 650 м).

типизация, оруденение, зональность, серебро, золото, полиметаллы, акантит

# MINERAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ORES KUMIRNYI POLYMETALLIC-GOLD-SILVER DEPOSIT AND TYPIFICATION (NIZHNE-TAEZHNYI ORE NODE, NORTHERN PRIMORYE)

### V.V. Ivin

On Kumirnyi polymetal deposit (Sn–Cu–Pb–Zn–Au–Ag) evidenced three mineral and geochemical types of mineralization: tin-polymetallic-silver (Sn–Cu–Zn–Pb–Ag), silver-polymetallic (Zn–Pb–Ag) and the actual silver (Ag). Feature of the first (Sn–Cu–Zn–Pb–Ag) type is the presence of cassiterite, the content of which is up to 1% or more. For the second (Zn–Pb–Ag) type is characterized by the presence of of native gold. Considerable variety of mineral forms of silver - the most important feature of the material composition of proper silver (Ag) type. The installed lateral zonation of mineralization is a reflection the vertical when the Sn–Cu–Zn–Pb–Ag mineralization at 150 m gives way to Zn–Pb–Ag (absolute elevation 300 m), and finally to proper Ag (absolute elevation 650 m).

typification, zonation, silver, gold, polymetals, acantite

Прогнозирование и правильный выбор направления поисково-разведочных работ во многом основаны на изучении вещественного состава оруденения. Для типизации руд на убогосульфидных месторождениях недостаточно традиционного (минералогического) картирования жильно-метасоматических зон. На подобных объектах необходимо комплексирование методов, основанных на изучении вещественного состава рудных тел и данных геохимического опробования. Такие комплексные минералого-геохимические исследования проведены автором на Кумирном месторождении.

Кумирное месторождение Нижне-Таежного рудного узла расположено в бассейне руч. Носырева, правого притока р. Таежной. Узел характеризуется весьма сложным геологическим строением [1], наличием разно ориентированных разломов, крупных магматических центров, масштабных потоков рассеяния серебра, свинца, цинка, олова, меди и золота. Геологические образования, участвующие в строении рудного поля, принадлежат двум структурным этажам: нижнему – терригенному (ранний мел), породы которого смяты в складки северо-восточного простирания и верхнему – вулканогенному, состоящему из стратифицированных эффузивно-пирокластических накоплений приморской (турон-кампан), самаргинской (маастрихт) и богопольской (дат) толщ. Эффузивно-пирокластические накопления вулканогенных толщ являются комагматами позднемеловых гранитоидных массивов расположенных в рудном поле и на сопредельных территориях.

На месторождении выделено порядка 20 рудных тел преимущественно северозападной (реже субширотной, субмеридиональной и редко северо-восточной) ориентировки, в которых проявлена многометалльная (Sn–Cu–Pb–Zn–Au–Ag) минерализация. Для ее изучения использовались методы геологического картирования, исследования вторичных и первичных геохимических ореолов, оптической и лазерной микроскопии. На основе комплексного анализа полученных данных удалось типизировать руды месторождения и выделить зоны с преимущественным развитием минерально-геохимических типов руд.

На левобережье руч. Носырева среди ороговикованных вулканитов нижней пачки приморской толщи K<sub>2</sub>pr<sub>1</sub> распространены жильно-прожилковые зоны с Sn-Cu-Zn-Pb-Ag (Белембинская, Бортовая) минерализацией, пространственно ассоциирующей с Малиновским интрузивным массивом, возраст которого приходится на палеоцен-эоцен [2]. Мощность зон достигает 10-20 м, протяженность более 1,5 км. Зоны состоят из сложноветвящихся крутопадающих кварц-сульфидных жил прожилков, И сопровождающихся прожилково-вкрапленной минерализацией. Минералогической особенностью перечисленных зон является присутствие касситерита. Концентрация Sn в жилах достигает 1 % и более. Иногда отмечаются кучные скопления более мелких его зерен вблизи выделений галенита, сфалерита и халькопирита. В рудных зонах других типов касситерит встречается в виде округлых микровключений, находящихся внутри зерен ранних сульфидов: халькопирита, галенита, пирита, арсенопирита, а иногда и в кварцевом матриксе.

<u>Zn–Pb–Ag тип</u>. Протяженность рудных зон изменяется от 250 до 900 м, мощность – в диапазоне 0,5–4 м. Приурочены к зонам дробления, геоморфологически нередко проявлены в виде линейных просадок рельефа. Обычно это крутопадающие, часто сложноветвящиеся жилы и минерализованные зоны. Рудные минералы в них составляют 1–5 % от общей массы жильного вещества. Главными рудными минералами являются сфалерит и галенит, реже встречаются пирит, арсенопирит, касситерит, акантит, золото, редко – матильдит AgBiS<sub>2</sub>, канфильдит Ag<sub>8</sub>(Sn,Ge)S<sub>8</sub>, аргиродит Ag<sub>8</sub>(Ge, Sn)S<sub>6</sub> и самородное серебро.

Сереброносные зоны пространственно несколько разобщены с Sn–Cu–Zn–Pb–Ag оруденением. Они размещены на правобережье руч. Носырева среди вулканитов третьей пачки приморской свиты (K<sub>2</sub>pr<sub>3</sub>), превращенных в кварц-серицит-гидрослюдистые

метасоматиты. Зоны характеризуются грубополосчатым строением и мощностью 3–4 м. Осевые их части обычно сложены гребенчатым или среднезернистым полупрозрачным кварцев, обрамленным кварцевыми «полосами» с гнездами, просечками и вкрапленностью рудных минералов. В собственно Ад-носных убогосульфидных телах чаще других встречаются пирит и арсенопирит. В значительно меньшей степени распространены сфалерит, галенит, халькопирит, оксиды Fe и минералы Ag. Значительное разнообразие минеральных форм серебра – важнейшая особенность вещественного состава таких зон. Основными носителями Ag в зонах данного типа являются самородное серебро, акантит и большая группа сульфосолей: пираргирит, полибазит, стефанит, фрейбергит и др. Характерна и общая зараженность серебром простых сульфидов, связанная с наличием мельчайших включений серебряных минералов.

Анализ типоморфных минеральных ассоциаций вышеназванных рудных зон и особенности их пространственного размещения показал, что по латерали (в направлении от Малиновской интрузии к верховьям руч. Носырев) зоны типа Белембинской сменяются зонами типа Русловой, а затем и Заманчивой. Установленная латеральная зональность минерализации является отражением вертикальной, когда Sn–Cu–Zn–Pb–Ag оруденение в урезе водотоков с абсолютными отметками 150 м сменяется на Zn–Pb–Ag на склонах местных гор (абс. отметки 300 м) и наконец на собственно Ag вблизи водоразделов (абс. отметки 650 м). Эти данные показывают, что на месторождении Кумирном в 500 метровом гипсометрическом интервале выявлена вертикальная зональность фациального типа.

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Ивин В.В.</u>, Родионов А.Н., Хомич В.Г. и др. Геологическое строение и типы эндогенной минерализации Нижнетаежного рудного узла (Приморье) // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 3. С. 81–87.

2. <u>Хомич В.Г.</u>, Ивин В.В., Борискина Н.Г. Новые определения возраста (К-Аг метод) интрузивных образований Нижнетаежного рудного узла (Северное Приморье) // Вестник ТГУ, 2010. № 331. С. 214–218.

## ШТОКВЕРКОВАЯ ЗОЛОТОСУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ РУДНОГО ПОЛЯ РАЙГОРОДОК (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН) Ю.А. Калинин<sup>1,2</sup>, К.Р. Ковалев<sup>1</sup>, Е.И. Сухорукова<sup>1</sup>, Е.А. Наумов<sup>1,2</sup>, В.П. Сухоруков, Ф.И. Жимулев<sup>1,2</sup>

1 — Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия;

2-Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, Россия

Рудное поле Райгородок (Северный Казахстан) представляет собой крупный золоторудный объект штокверкового типа. Главные рудолокализующие структуры – субширотные разрывы, залеченные дайкообразными телами диоритов. По зонам максимальной трещиноватости сформировались выдержанные мощные линейные зоны штокверковой прожилково-вкрапленной золотоносной минерализации. Этот своеобразный линейно-штокверковый тип золотого оруденения характеризуется невысоким, но достаточно устойчивым уровнем содержаний золота при весьма выдержанных параметрах оруденения по мощности, простиранию и падению. Рудовмещающими являются терригенные отложения нижнего ордовика (преимущественно конгломераты, интенсивно скарнированные) и девонские интрузивные породы (диориты, гранодиориты, диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры, габбро и граниты). Наличие легкообогатимой золотоносной коры выветривания значительно повышает экономическую привлекательность такого рода объектов.

золото-сульфидная минерализация, золотоносный штокверк, Северный Казахстан

## STOCKWORK GOLD-SULFIDE MINERALIZATHION ON THE RAYGORODOK ORE FIELD (NORTH KAZAKHSTAN) Yu.A. Kalinin, K.R. Kovalev, E.I. Sukhorukova, E.A. Naumov, V.P. Sukhorukov, F.I. Zhimulev

The main ore hosted structures are sublatitudinal faults with dyke-like diorite intrusions. In the zones of fractures formed linear high thickness zones of stockwork vein-disseminated gold-bearing mineralization. This type of gold ore bodies are characterized by low, but stable gold content. Ore hosted rocks are Lower Ordovician terrigenous sediment rocks (mainly conglomerates with skarn) and Devonian intrusive rocks (diorite, granodiorite, porphyritic diorite, granodiorite porphyry, granosyenite porphyry, gabbro and granites). Also at the deposit occurred easily processed gold-bearing weathering crust that greatly increases the economic attractiveness.

gold-sulfide mineralization, gold stockwork, Northern Kazakhstan

Северный Казахстан представляет собой металлогеническую провинцию, где совмещены осадконакопление, магматизм и минерагения различных эпох [1, 5]. Здесь известны многочисленные золоторудные месторождения разнообразных рудноформационных типов: Васильковское, Степняк, Жолымбет, Бестобе, Кварцитовая горка и др. [2, 3]. Рудное поле Райгородок, расположенное в 80 км к юго-западу от г. Щучинска Акмолинской области Северного Казахстана, приурочено к зоне сочленения древнего Кокчетавского массива (микроконтинента) и Степнякской палеоостроводужной зоны, сложенной ордовикскими вулканогенными и осадочными породами. Это обусловило сложное геологическое строение площади, интенсивный магматизм, широкое развитие разрывных нарушений и мозаично-блоковый характер тектонических структур. В регионе широко проявлены многочисленные раннепалеозойские гранитоидные интрузии: в Кокчетавском массиве это позднеордовикский зерендинский комплекс, его полный возрастной аналог в Степнякской зоне – крыккудукский комплекс [4]. Рудное поле Райгородок расположено в зоне контакта полифазного габбро-диорит-монцонитового массива, относимого к конырсуйскому интрузивному комплексу ранне-среднедевонского возраста с конгломератовой толщей верхнего ордовика.

Важнейшую роль в формировании структуры рудного поля играют крупные разрывные нарушения, наиболее значимы из них дизъюнктивы северо-восточного и северо-западного направлений. Региональная Новоднепровская рудоконтролирующая зона разломов северовосточного направления представляет собой серию субпараллельных тектонических нарушений, к которым приурочены рудные участки Южный, Центральный и Северный Райгородок, Новоднепровское, Шарык. Вдоль разломов этой зоны интенсивно проявлены: катаклаз, рассланцевание, брекчирование, окварцевание и сульфидная минерализация. Детальные поисковые, геофизические и поисково-разведочные работы на этой территории, начиная с 1960-х гг., проводились Г.Н. Байдашвили, В. В. Бирюлиным, А. А. Вишняковым, Ю. И. Еврейским, М. И. Музыкой, Н. В. Усатюком, Н. С. Хасеновым и др.

В рудном поле Райгородок, включающего участки Северный и Южный Райгородок, рудовмещающими являются терригенные отложения нижнего ордовика (конгломераты, песчаники, алевролиты, пелиты), вулканогенные образования кембрия (андезитовые и базальтовые порфириты) и интрузивные породы широкого диапазона (диориты, гранодиориты, диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры, габбро и граниты). В пределах рудных участков развит комплекс даек диоритов, диоритовых порфиритов, контролируемых зонами субширотного направления.

Конгломераты – главные рудовмещающие породы, заключающие более половины массы рудной минерализации. Они повсеместно изменены, и поэтому их первичный облик и состав устанавливаются с трудом. В них обнаружены гальки и обломки (до 10–50 см и более) кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов, эффузивов, чаще основного и среднего состава, порфироидов, роговиков, песчаников, алевролитов, сланцев глинистых, кремнистых, железисто-кремнистых, углисто-кремнистых, карбонатно-глинистых, известняков, доломитов и гранитоидов. Характерно присутствие кластогенного пирита, пиритоносных графитистых и кремнистых сланцев.

Конгломераты в основном превращены в скарны и скарноиды с развитием известковых, магнезиально-известковых и известково-железистых пироксенов и гранатов, что позволяет говорить о существенно карбонатном первичном составе конгломератов. При этом карбонаты были широко распространены как в цементирующей массе, так и в

составе галек, о чем свидетельствуют, наряду со скарнированием основной массы, широкое развитие псевдоморфоз агрегатов гранатов, пироксенов и эпидота по галькам. Из интрузивных пород наиболее распространены диориты, в которых содержится значительная часть рудной минерализации.

В целом последовательность метасоматических изменений такова: скарнирование – ороговикование – пропилитизация – кварц-серицитовый метасоматоз – позднее кварц-карбонатное (с хлоритом и эпидотом) прожилкование. Синхронно с рудным процессом широко выражена калишпатизация. В породах диоритового состава превалируют процессы березитизации и сульфидизации, более масштабно представленные на участке Южный Райгородок.

Главными рудолокализующими структурами на участках рудного поля являются субширотные разрывы с крутым северным падением, залеченные дайкообразными телами диоритов и роем даек диоритовых порфиритов. В качестве оперяющих или сопряженных с основным разломом определены многочисленные более мелкие разрывные нарушения, зон трещиноватости пород. обусловившие формирование Трещины интенсивно проработаны рудоносными растворами с образованием выдержанной мощной линейной зоны штокверковой прожилково-вкрапленной золотоносной минерализации. Рудные зоны представляет собой серию сближенных субпараллельных линзообразных и пластообразных рудных тел без четких границ (выделяемых по данным опробования), перемежающихся с фрагментами безрудных или слабооруденелых пород. Они обнаружены по ореолам золота, серебра, мышьяка, меди, свинца и цинка. Оруденение прослеживается на глубину до 500 м признаков затухания или выклинивания. Типичные вкрапленно-прожилковые без золотосульфидные руды рудного поля Райгородок показаны на рисунке 1.

Основные рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом. Другие рудные минералы (пирротин, марказит, молибденит, арсенопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, антимонит, борнит, халькозин и ковеллин) встречаются в незначительных количествах. Содержание главных сульфидных минералов в рудах непостоянно – 1–3, реже 10 %. Глубокие минералогические исследования руд месторождения Северный Райгородок, проведенные М. С. Рафаиловичем [6], позволили выявить широкий спектр рудных минералов (около 40 минералов), включая висмут-теллуридную минерализацию.

Распределение золота в рудах крайне неравномерное, содержание невысокое, обычно около 0,5–2,5 г/т. В подавляющем большинстве золото свободное и присутствует в виде каплевидных включений в пирите, либо в виде тонкой сыпи в жильной кварц-карбонатной массе (рис. 2). Размер обнаруженных золотин 0,005–0,03 мм, т. е. преобладает класс тонкого и пылевидного золота. По составу чаще преобладает золото с содержанием серебра 5–10 мас. % и более.





а – вкрапленно-прожилковая халькопирит-пиритовая минерализация в калишпатизированных экзо- и эндоконтактовой зонах диорита (Северный Райгородок, скв. 257, гл. 190,5 м); б – разноориентированные кварц-пиритовые прожилки в окварцованном диорите (Южный Райгородок, скв. 405, гл. 228,7 м).





Рис. 2. Образцы золота в рудах рудного поля Райгородок (сняты на сканирующем электронном микроскопе в режиме BSE):

*a* – субмикроскопические выделения свободного золота в окварцованном и сульфидизированном диорите (1, 2, 4 – серебросодержащее золото, 3 – пирит, 5 – эпидот; Южный Райгородок, скв. 456, гл. 172 м); *б* – чешуйчатое строение зерна золота, выделенного из протолочки образца на рис. 2, а (1 – мусковит, 2, 3 – серебросодержащее золото, 4 – альбит).

В рудном поле широко развита кора выветривания площадного и линейного типов. Мощность площадных кор выветривания достигает 70 м [7]. Граница зоны окисленных руд повторяет границу коры выветривания и располагается на глубине около 40–60 м, что позволяет вести отработку первой очереди карьера глубиной до 80 м. Учитывая достаточно невысокую степень изученности флангов рудного поля в целом и отдельных рудных участков, следует ожидать весьма оптимистического сценария дальнейшего прироста запасов золота в пределах Райгородокского рудного поля.

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Абдулкабирова М.А.</u> Особенности металлогении Северного Казахстана // Известия АН КазССР, серия геологическая, 1967. № 5. С. 76–85.

2. <u>Абишев В.М.</u>, Баханова Е.В., Зорин Ю.М. и др. Геология, вещественный состав и геохимические особенности Васильковского золоторудного месторождения // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1972. С. 107–162.

3. Золоторудные поля Северного Казахстана. Алма-Ата, "Наука" КазССР, 1971. 167 с.

4. <u>Летников Ф.А.</u>, Котов А.Б., Дегтярев К.Е. и др. Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: U-Pb-возраст и тектоническое положение // Доклады РАН, 2009. T. 424, № 2. С. 222–226.

5. <u>Металлогения</u> Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд золота. Алма-Ата, "Наука" КазССР, 1980. 224 с.

6. <u>Рафаилович М.С.</u> Золото недр Казахстана: металлогения, прогнозно-поисковые модели. Алматы, 2009. 304 с.

7. <u>Сухорукова Е.И.</u>, Усатюк Н.В. Золотоносные коры выветривания Райгородокского рудного поля // Материалы XIV международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Новосибирск: ООО «Апельсин», 2010. С. 649–651.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОННОГО ОСАДКА ГРЯЗЕВОГО КОТЛА «СИЗЫЙ» (КАЛЬДЕРА УЗОН, КАМЧАТКА) И.С. Кириченко<sup>1</sup>, Е.В. Лазарева<sup>1</sup>, С.М. Жмодик<sup>1,2</sup>, Д.К. Белянин<sup>1,2</sup>, О.Л. Огородникова<sup>3</sup>, Л.В. Мирошниченко<sup>1</sup>

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия;

2– Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, Россия

3- Институт катализа им. Г.К. Борескова СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Лаврентьева, 5, Россия

РФА-СИ в совокупности с ААА были использованы для изучения распределения химических элементов в осадках грязевого котла Сизый (кальдера Узон, Камчатка). Результаты исследований свидетельствуют о наличии трех слоев, различающихся по содержанию в них рассеянных элементов. Выделяется две группы элементов с противоположными трендами распределения:1) Sr, Sb, Y, Zr, Zn, Ba; 2) K, Rb, Ca, As, Fe, V, Mn, Ti. Данные о содержаниях элементов можно использовать в качестве маркеров обстановок эпитермального гидротермального минералообразования.

РФА-СИ, термальные озера, кальдера Узон, донные отложения

# GEOCHEMICAL AND MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF BOTTOM SEDIMENT IN THE SIZIY MUD POOL (UZON CALDERA, KAMCHATKA) I.S. Kirichenko, E.V. Lazareva, S.M. Zhmodik, D.K. Belyanin, O.L. Ogorodnikova,

### L.V. Miroshnichenko

An integrated approach (XRF-SR and atomic absorption spectrometry) has allowed a detailed investigation of the distribution of chemical elements in the fragments of the bottom sediments columns of thermal lake «Siziy». Findings of investigation indicate that there are three layers which differ in concentration of trace elements. There are two groups of elements with opposite trends of distribution: 1 - Sr, Sb, Y, Zr, Zn, Ba; 2 - K, Rb, Ca, As, Fe, V, Mn, Ti. Data on the content of the elements can be used as markers in the setting of epithermal hydrothermal mineralization.

XRF-SR, thermal lake, Uzon caldera, bottom sediments

#### введение

Донные отложения водоемов при непрерывном осадконакоплении отражают летопись формирования осадков, по которой можно расшифровать скорость осадконакопления, физико-химические условия образования и, как следствие, изменение состава растворов. Холодные озера в своих осадках сохраняют климатическую летопись, горячие озера вулканических областей – гидрогеохимическую историю. В настоящей работе представлены результаты комплексного исследования керна донных отложений с ненарушенной структурой залегания одного из термальных котлов кальдеры Узон (Камчатка), методом неразрушающего высокоразрешающего (с шагом 1 мм) сканирования РФА-СИ, который зарекомендовал себя как эффективный метод для обнаружения палеоклиматических маркеров и определения химического состава донных отложений различных озер [8, 10, 11]. Цель исследования – выявление и анализ распределения элементов в керне донных отложений котла Сизый кальдеры Узон с применением комплекса методов анализа элементного состава (РФА-СИ, ААА, ИСП-МС), а также определение состава растворов и минерального состава осадков для последующего восстановления физико-химических условий формирования отложений термального водоема.

#### ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Кальдера Узон представляет западную часть Узон-Гейзерной депрессии, расположенной в средней части Восточно-Камчатского вулканического пояса. Связанные с Узон-Гейзерной депрессией породы разделяют на три комплекса: докальдерный, кальдерообразующей стадии и посткальдерный [1, 2, 3, 5, 9].

В кальдере Узон современная гидротермальная деятельность выражена выходами на поверхность вод, нагретых от 30 до 100 °С. Термопроявления сосредоточены на нескольких разных по величине участках. Насчитывается пять больших термальных полей и большое количество термальных выходов и площадок. Термальные проявления кальдеры контролируются тремя основными направлениями разрывных нарушений, характерными для данного региона, но преимущественно субширотной зоной между вулканами Кихпиныч и Тауншиц, а также округлыми каналами просачивания растворов [2]. В кальдере Узон сосредоточено все разнообразие поверхностных форм гидротермальной активности. Состав и параметры термальных растворов разнообразны: pH варьирует от 7 и даже 8,5 до 2,2; Eh изменяется от -60 до 750 mV. Наиболее щелочными являются Na-Cl растворы, поступающие из глубины, разгружающиеся в ряде источников и скважинах, с высокими содержаниями Si, B, Br, I, Li, Cs, Rb, Sr, Ge, As, Sb, Hg, Mn, Ba, Mo, W [2]. Остальные типы вод (Cl–SO<sub>4</sub>, SO<sub>4</sub>–Cl–HCO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub>–HCO<sub>3</sub> и т. д.) образуются в результате сложных процессов дифференциации Na–Cl вод, их смешения с поверхностными гидрокарбонатными водами и окисленными Fe-Al-SO<sub>4</sub> растворами [1, 2].

В кальдере Узон установлены палеоотложения термальных источников, что свидетельствует об изменении термальной активности во времени. Реконструкция интенсивности термальной деятельности в различных участках кальдеры возможна на основании изучения летописи, запечатленной в осадках термальных водоемов кальдеры. Объект данного исследования – котел Сизый, располагающийся между III участком Восточного термального поля и Оранжевым термальным полем (рис. 1). Диаметр котла около 20 м.

В полевой период была отобрана колонка донного осадка глубиной 40 см с сохранением структуры при помощи пробоотборника с вакуумным затвором. Перевозили и хранили осадок в пластиковой трубе, в которую он был отобран. Параллельно отбирался раствор из котла. На месте определяли pH, Eh, температуру, содержание H<sub>2</sub>S с использованием переносной комплект лаборатории «Обь» («Инфраспак-Аналит», Россия). В лабораторных условиях проводился анализ анионного состава методом ВЭЖХ (хроматограф Prominence 20 LC, «Shimadzu», Япония) с использованием ионно-обменной колонки Star-Ion А300 (Phenomenex, США) и кондуктометрического детектора; содержание микроэлементов определяли методом ИСП-МС.



Рис. 1. Расположение котла Сизый и основных термальных площадок северной части кальдеры Узон.

В лабораторных условиях колонка осадка делилась на две равные части, из одной отбирался осадок в алюминиевую кювету также с сохранением первоначальной структуры. Осадок вырезан из осевой части керна. Кювету оборачивали двумя слоями полимерной пленки толщиной 10 мкм, предотвращающей высыхание образцов и механическое воздействие на них. РФА-СИ анализ с использованием синхротронного излучения был проведен на станции коллективного пользования Сибирского центра синхротронного и терагерцового излучения, накопитель ВЭПП 3 – в ИЯФ СО РАН им. Г. И. Будкера. образец облучался Подготовленный пучком коллимированного, поляризованного, монохроматического излучения с апертурой 1 мм. Использовались два режима анализа: с энергией источника 27 и 40 кэВ: первый – для определения элементов от К до Мо; второй – более тяжелых элементов, вплоть до Ва, а также для контроля данных, полученных в предыдущих сериях анализа. Методом внешнего стандарта, в качестве которого использовались образцы донного осадка котла «Сизый», проанализированные методом атомно-абсорбционного анализа (ААА), определялись абсолютные значения концентраций химических элементов. Таким образом, были получены абсолютные значения для К, Са, Ті, V, Mn, Fe, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Mo, Sb, Ba, a содержания Y, Zr были вычислены исходя из расчета площади пиков соседних элементов (например, по Sr).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Согласно классификации А. И. Перельмана [6], растворы котла Сизый относятся к группе горячих и умеренно перегретых вод (T = 69 °C); типу сероводородных (сульфидных) вод (H<sub>2</sub>S = 5,8 мг/л); классу слабокислых вод (pH = 6,4 попадает в диапазон 3–6,5); семейству вод с относительно повышенной минерализацией; сульфатно-натриевому виду (SO<sub>4</sub><sup>2+</sup>>Cl<sup>-</sup> >>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>; Na<sup>+</sup>>Ca<sup>2+</sup>>>Mg<sup>2+</sup>), но доля Cl<sup>-</sup> и Ca<sup>2+</sup> в растворе достаточно высокая.

Раствор котла Сизый, как и Na-Cl растворы, конденсирующиеся из скважины, отличается высокими содержаниями Si (64000 мкг/л), B (4600 мкг/л), Br (330 мкг/л), I (32 мкг/л), Li (38 мкг/л), Sr (134 мкг/л), Ba (55 мкг/л) и Hg (0,29 мкг/л). As и Sb сравнительно невысокие 4 и 0,14 мкг/л, тогда как на II участке Восточного термального поля разгружаются растворы в которых содержание мышьяка достигает 7700 мкг/л. Состав воды котла Сизый, вероятнее всего, формировался за счет разбавления Na-Cl глубинных растворов поверхностными Ca-HCO<sub>3</sub>, а также растворами, формирующимися за счет окисления сульфидсодержащего вещества. Об этом свидетельствуют высокие содержания Al (65 мкг/л), Fe (330 мкг/л), Mn (640 мкг/л), Ti (2,8 мкг/л). B растворе также установлены значительные содержания P (220 мкг/л).

Донный осадок котла Сизый до глубины 35 см имеет однородную структуру и текстуру и во влажном состоянии представляет собой темно-серое илистое вещество. После высыхания вещество разбухает, увеличиваясь в объеме за счет формирования в межзерновом пространстве сульфатов Ca, Fe, Al, Na. Исследования минерального состава при помощи сканирующего микроскопа и рентгенофазового анализа показали, что до глубины 35 см осадок сложен пиритом и монтмориллонитом с примесью гипса (1,5–2,5 см) (рис. 2). Пирит в основном имеет колломорфную шарообразную форму. Отдельные шары в диаметре не превышают 10 мкм. Подобные образования формируются в грифоне источника Термофильный за счет гидрохимического осаждения пирита из термального раствора после выхода его на поверхность [4]. Редко в осадке можно наблюдать кубические или октаэдрические кристаллы пирита. Наблюдаются обломки плагиоклаза, пироксенов пемз и других минералов и пород, характерных для отложений, заполняющих кальдеру. На глубине 22,5 см выделяется горизонт, в основном сложенный пиритом и смектитом с примесью каолинита, но содержащий значительное количество сульфатных минералов. Установлено присутствие: кокимбита (Fe<sub>2-x</sub>Al<sub>x</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>·9H<sub>2</sub>O, x ~ 0,5), гипса, ромбоклаза (HFe<sup>3+</sup>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>·4H<sub>2</sub>O), роценита (FeSO<sub>4</sub>·4H<sub>2</sub>O), предполагается присутствие гидроглауберита (Na<sub>10</sub>Ca<sub>3</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>8</sub>·6H<sub>2</sub>O), мирабилита (Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>·10H<sub>2</sub>O), гидробасалумита (Al<sub>4</sub>(SO<sub>4</sub>)(OH)<sub>10</sub>·12-36H<sub>2</sub>O) (см. рис. 2). От 35 до 40,6 см влажное вещество донного осадка представлено пластичным илистым белым материалом, основу которого составляют кристобалит, кварц, каолинит и монтмориллонит, с небольшим количеством коломорфных выделений пирита и кристаллов гипса (см. рис. 2).

На основании анализа распределения элементов и различий в минеральном составе колонка донных отложений котла Сизый разделяется на три основных горизонта: I – от 0 до 10 см; II – от 10 до 33 см, III – от 33 до 40,6 см.



Рис. 2. Дифрактограммы донного осадка котла Сизый на различной глубине.

Первый горизонт наиболее хорошо выделяется на сновании распределения К  $(x_{cp} = 0,13\pm0,047\%)$ : в инт. 0–4 см его содержание  $0,15\pm0,06\%$ , в инт. 4–10 см оно ниже (около 0,1%) и очень равномерное. Помимо К в горизонте I наиболее низкие содержания Sr (49±10 г/т, Ba (13,7±2,6 г/т), Sb (41±11 г/т), Y (11±2,7 г/т) и Zr (69±13,7 г/т). Содержания Ca составляют 0,47±0,22%, Rb – 8,8±1,9 г/т, Ti – 0,24±0,04%, V – 89±16 г/т, Mn – 1860±400 г/т, Fe – 20,3±4%, Cu – 22±3 г/т, Zn 62±6 г/т, As – 390±95 г/т. Интервал характеризуется очень равномерным распределением большинства элементов и резким увеличением в верхней части концентраций K, Fe, V, Cu и Mn (рис. 3).

Второй горизонт отличается относительно высоким содержанием по колонке и неоднородным распределением К (0,27±0,09 %), Ca (1,6±1,9 %), Rb (9,2±3 г/т), Ti (0,25±0,05 %), V (94±21,9 г/т), Fe (22,6±5,6 %), Cu (21±4,5 г/т), As (750±330 г/т). Содержания

Sr (72±12,8 г/т), Ba (14,6±3,6 г/т) и Zn (55,2±7,6 г/т) слабо меняются, за исключением, локальных интервалов в нижней части колонки (см. рис. 3). Концентрации Sb (44±11 г/т), Y (15,4±4,5 г/т) и Zr (89,4±11 г/т) наиболее выдержанные по интервалу, Mn – достаточно равномерные (1855±350 г/т), несколько увеличиваются в нижней части интервала. На глубине 22–24,7 и 26,8–27,8 см осадки обогащены сульфатами и хорошо выделяются на рис. 3 по резкому увеличению содержания кальция, которое обеспечивается присутствием гипса.



Рис. 3. Распределение химических элементов в керне донных отложений котла Сизый (содержания K, Ca, Fe и Ti в %, остальных – в г/т).

Интервал III наиболее резко отличается по содержанию элементов: Са (0,16±0,04 %), Rb (6,1±3 г/т), Ti (0,2±0,07 %), V (58±21 г/т), Mn (320±110 г/т), Fe (1.9±0,8 %), As (15,4±10,6 г/т) значительно, а некоторых элементов – более чем на порядок, ниже, чем в вышележащем интервале. Резко возрастают концентрации Sr (110±49 г/т), Sb (275±75 г/т), Y (35±10 г/т), Zr (250±40 г/т), в меньшей мере Ba (18,5±7 г/т) и Zn (60±26 г/т) с крайне неравномерным распределением. В интервалах I и II наблюдается прямая корреляция Fe и As, что вполне логично следует из минерального состава осадка. Вероятнее всего, мышьяк связан с пиритом.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метод сканирования РФА СИ позволяет получать новую информацию по количественному распределению широкой группы элементов (с высоким разрешением – до 1 мм) в таких сложных объектах, как колонки донных отложений геотермальных озер. На примере котла Сизый показано сложное слоистое строение осадков с фракционированием элементов. Верхние два горизонта по элементному и минеральному составу отражают

осаждение минералов из термального раствора котла. Состав нижней части колонки отличается, и еще предстоит выявить механизм ее образования. Выделяются две группы элементов с противоположными трендами распределения:1) Sr, Sb, Y, Zr, Zn, Ba; 2) K, Rb, Ca, As, Fe, V, Mn, Ti.

Авторы благодарят сотрудников Кроноцкого заповедника за содействие в организации работ в кальдере Узон. Неоценимая помощь в экспедиционный период была оказана старшим инспектором заповедника Евгением Сергеевичем Власовым, трагически погибшим при сходе снежной лавины в кальдере Узон 3 марта 2014 г. Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционных проектов СО РАН № 94, 93, 98, грантов РФФИ № 12-05-01164, 12-05-31324, 14-05-00668, Министерства образования и науки РФ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Бычков А.Ю.</u> Геохимическая модель современного рудообразования в кальдере Узон (Камчатка). М. : ГЕОС, 2009. – 124 с.

2. <u>Вулканизм</u>, гидротермальный процесс и рудообразование / Под ред. С. И. Набоко. М.: Недра, 1974. 264 с.

3. <u>Действующие</u> вулканы Камчатки: в 2 тт. / Под ред. С. А. Федотова, Ю. П. Масуренкова. М.: Наука, 1991. Т. 2 С. 200-209.

4. <u>Лазарева Е.В.</u>, Анисимова Н.С., Брянская А.В. и др. Особенности минералообразования в микробных сообществах, развивающихся по изливу источника Термофильный (кальдера Узон, Камчатка) //Труды Кроноцкого государственного биосферного заповедника Выпуск 2. Петр.-Камчаткий: Камчатпресс, 2012. С. 143–156.

5. <u>Леонов В.Л.</u>, Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.

6. <u>Перельман А.И.</u> Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.

7. <u>Флоренский И.В.</u> К вопросу о возрасте кальдер Узон и Крашенинникова // Вулканология и сейсмология, 1984. № 1. С. 102–106.

8. <u>Bobrov V.A.</u>, Kalugin I.A., Phedorin M.A. SRXFA of element composition of bottom sediments from Teletskoye Lake // Nucl. Inst. and Meth. A. 405 (1998). P. 569-571

9. <u>Braitseva O.A.</u>, Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. The ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // Bull. Volcanol. 1995. V. 57. P. 383–402.

10. <u>Goldberg E.L.</u>, Phedorin M.A., Grachev M.A. et al. Geochemical signals of orbital forcing in the records of paleoclimates found in the sediments of Lake Baikal // Nucl. Inst. and Meth. A.(448), 2000. P. 384–393.

11. <u>Phedorin M.A.</u>, Grachev M.A. et al. Geochemical signals of orbital forcing in the records of paleoclimates found in the sediments of Lake Baikal // Nucl. Inst. and Meth. A.(448) – 2000. P. 384–393.

## МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ – ИНДИКАТОРЫ РЕМОБИЛИЗАЦИИ ЭПГ В ХРОМИТИТАХ ОФИОЛИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

О.Н. Киселева<sup>1</sup>, С.М. Жмодик<sup>1,2</sup>, Д.К. Белянин<sup>1,2</sup>

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия;

2-Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, Россия

На основании исследования химического состава и микроструктурных особенностей минералов платиновой группы в системе Os-Ir-Ru из хромититов показаны признаки ремобилизации ЭПГ под воздействием флюидов. Первичные высокотемпературные твердые растворы Os-Ir-Ru, лаурит RuS<sub>2</sub> и сульфоарсениды (Os-Ir-Ru) при низкой температуре становятся неустойчивыми. Самородные осмий и рутений могут формироваться при реакциях десульфуризации и деарсенизации. В относительно низкотемпературных условиях при определенном составе флюида, содержащего Os, Ir, Ru, возможно растворение первичных твердых растворов [Os-Ir-Ru] и формирование зональных кристаллов Os-Ir-Ru состава.

высоко- и низкотемпературные минералы ЭПГ, микроструктурные особенности МПГ, ремобилизация ЭПГ

## MICROSTRUCTURAL FEATURES OF THE PLATINUM GROUP MINERALS AS PGE REMOBILIZATION INDICATORS IN CHROMITITE OF THE EAST SAYAN OPHIOLITIES O.N. Kiseleva, S.M. Zhmodik, D.K. Belyanin

Based on the study of the chemical composition and microstructural features of platinum group minerals in the system (Os-Ir-Ru) of chromitite showing signs of remobilization of PGE under the influence of fluids. Primary high-temperature solid solutions Os-Ir-Ru, laurite RuS<sub>2</sub> and sulphoarsenides (Os-Ir-Ru) at low temperature become unstable. Nuggets osmium and ruthenium can be formed in the reactions and desulfurization dearsenization. At relatively low temperature conditions and the specific composition of fluid containing Os, Ir, Ru, possible dissolution of the primary solid solutions of Os-Ir-Ru and formation zone of crystal Os-Ir-Ru composition.

high-and low-temperature minerals of PGE, microstructural features of platinum group minerals, remobilization of PGE

Подиформные хромититы в офиолитах юго-восточной части Восточного Саяна содержат высоко- и низкотемпературную платинометалльную минерализацию. В последнее время в отечественной и зарубежной литературе широко обсуждаются процессы ремобилизации элементов платиновой группы (ЭПГ), в том числе и тугоплавких (Os, Ir, Ru), под воздействием флюидов [3, 8, 9, 14, 15]. В данной работе представлены данные по микроструктурным особенностям первичных, мантийных высокотемпературных минералов ЭПГ в системе Os-Ir-Ru и низкотемпературных «вторичных» минералов ЭПГ в хромититах из офиолитов Восточного Саяна (Оспино-Китойский и Харанурский «массивы»).

Первичные минералы платиновой группы в хромититах из офиолитов Восточного Саяна, имеющие мантийное происхождение, представлены высокотемпературными
твердыми растворами Os-Ir-Ru в виде индивидуальных зерен и в срастании с лауритом RuS<sub>2</sub> (рис. 1). Согласно современной номенклатуре [10] большая часть твердых растворов Os-Ir-Ru состава отвечает осмию (рис. 2, а). Содержание ЭПГ в твердых растворах составляет Os = 36–56 мас. %, Ir = 37–55 мас. %; Ru = 4–17 мас. %, Pt = 0–6 мас. %, Rh = 0,13–2 мас. %; установлены твердые растворы Os-Ir-Ru с экстремально высокими значениями Ru 63–72 мас. %, для них же характерны повышенные содержания Rh = 4–4,6 мас. % [4, 5].



#### Рис. 1. Высокотемпературные твердые растворы Os-Ir-Ru.

a – идиоморфное зерно твердого раствора Os-Ir-Ru,  $\delta$  – срастание Os-Ir-Ru с лауритом RuS<sub>2</sub>, лаурит замещается ирарситом IrAsS, e – замещение Os-Ir-Ru ирарситом IrAsS по трещинам спайности с образованием самородного Os (91–97 мас. %).





При воздействии флюидов, богатых летучими (S, As), на первичные твердые растворы происходит преобразование этих минералов и переотложение (ремобилизация) ЭПГ. Выделяются различные типы изменений минералов платиновой группы, которые отражают физико-химические условия минералообразования (рис. 3):





*a* – идиоморфное зерно высокотемпературного твердого раствора Os-Ir-Ru;  $\delta$  – реликтовые участки Os-Ir-Ru твердого раствора в сложных симплектитовых срастаниях сульфоарсенидов ряда OsAsS – RuAsS – IrAsS; *в* – полифазный агрегат лаурит – ирарсит – рутенарсенид – Os° – Ru°; *г* – «губчатый» агрегат, состоящий из фаз состава Ir-Ru, Ru°;  $\partial$  – полифазный агрегат с пористой микроструктурой Os° – Ir-Ru – (Ru, Ir)As – Ir-Ni-Cu-S; *e* – полифазный агрегат гарутит – Pt-Cu-Sb – Ir-Ru – орселит – серпентин;  $\mathcal{K}$  – зональный кристалл Os-Ir-Ru состава с микровключениями хизлевудита по зонам роста ирарсита, лаурита. Lr – лаурит RuS<sub>2</sub>, Irs – ирарсит IrAsS, Os – самородный осмий, с содержанием Os > 80 мас. %, Ru – самородный рутений, с содержанием Ru >80 мас. %, Gar – гарутит Ir, Ni, Fe, Zkn – закаринит RhNiAs, Hz – хизлевудит Ni<sub>3-x</sub>S<sub>2</sub>, Ors – орселит Ni<sub>5-x</sub>As<sub>2</sub>, Crsp – хромшпинелид, Ol – оливин, Serp – серпентин.

1. Преобразование и ремобилизация ЭПГ в пределах одного зерна (см. рис. 3, б). Согласно данным А. А. Маракушева [6], сродство к S (оставить) уменьшается в ряду Ru-Pd-Ir-Os-Pt-Ag-Au. По причине высокой степени сродства Ir и As, образуется ирарсит, в то же время Os обладает меньшим сродством как к S, так и к As, что объясняет возникновение «реликтовых» участков, сложенных самородным Os (Os > 80 мас. %). Схему замещения можно представить следующим образом: [Os-Ir-Ru] + (S2, As)  $\rightarrow$  RuAsS + [Ir-Os]  $\rightarrow$  + (S2, As)  $\rightarrow$ [IrAsS] + [(Os, Ru)AsS] + [Os°]. Сульфоарсениды Os, Ir, Ru образуются на позднемагматической стадии [14].

2. При снижении температуры, сульфиды и сульфоарсениды ЭПГ становятся неустойчивыми, происходит десульфуризация и деарсенизация ранних сульфидов и сульфоарсенидов ЭПГ. В ходе этих процессов могут образовываться самородные микрочастицы Os°, Ru°, Ir-Ru (см. рис. 3, в) [9, 13, 14].

3. При более интенсивной флюидной проработке пород происходит активная ремобилизация и концентрирование ЭПГ с образованием низкотемпературных «вторичных» минералов платиновой группы. Предполагается, что осмий, иридий и рутений переносятся во флюидной фазе в форме сложных комплексов, которые впоследствии, распадаясь, приводят к образованию полифазных агрегатов (см. рис. 3, г–е). Часто в полифазных агрегатах в виде микровключений входят сульфиды и арсениды никеля: хизлевудит Ni<sub>3-x</sub>S<sub>2</sub>, орселит Ni<sub>5-x</sub>As<sub>2</sub>, реже маухерит Ni<sub>11</sub>As<sub>8</sub>. В некоторых зернах гарутита установлены микрочастицы Os°, что также может свидетельствовать о переносе этих элементов во флюидной фазе. При осаждении Os в твердую фазу при низких температурах, он не может входить в структуру новообразованной фазы с Ir и тем более с Ni или Fe, и как результат образуется фаза «гарутит» Ir, Ni, Fe + Os°. Микровключения Os°, Ru° установлены как в срастании с аваруитом, так и виде микровкрапленности в том же аваруите или хизлевудите [5].

4. В относительно низкотемпературных условиях и определенном составе флюида, содержащего Os, Ir, Ru, возможно формирование зональных кристаллов Os-Ir-Ru состава (см. рис. 3, ж). В одних случаях выделяется *три* зоны: І – внутренняя, представленная самородным осмием (Os 87-99 мас. %, примеси – Ir, Ru, Ni, Fe, Cu); II - состав Ir-Ru (Ir, Ru 40-60 мас. %); ІІІ – (внешняя), по составу отвечающая самородному рутению (Ru 60-99 мас. %). В части зерен устанавливается *две* зоны: внутренняя – Ir-Ru и внешняя – Ru (рис. 3, б). Состав зональных кристаллов и зерен отображен на диаграмме составов в системе Os-Ir-Ru (рис. 2, б). Форма зерен весьма разнообразна: таблитчатая, изометричная, округлая, ксеноморфная, комковатая, размерами 10-50 мкм. В одном из зерен во внутренней зоне самородного осмия наблюдаются мельчайшие включения лаурита, ирарсита, хизлевудита, из которых последний маркирует зоны роста кристалла (см. рис. 3, ж). В этом же зерне в срастании с самородным рутением внешней зоны наблюдается закаринит, в котором, в свою очередь, находятся включения микрочастиц состава Ir-Ru, Os°. Фаза Ir-Ru, по-видимому, в ряде случаев растворялась, и формировались новообразования того же состава, но с микровключениями Os°. В Ru° установлены включения хром-магнетита и орселита. Установлены и обратные взаимоотношения, т. е. включения зональных зерен Os-Ir-Ru состава в орселите с колломорфной микроструктурой. Исследование зональных зерен Os-Ir-Ru состава в аншлифах показало, что они находятся в тесной ассоциации с относительно низкотемпературными минералами: аваруитом Ni<sub>3</sub>Fe, хизлевудитом, орселитом, непуитом (Ni разновидность серпентина), серпентином, соединениями состава Ni-O, Ni-S-O, Ni-As-O.

Современные исследования в области ремобилизации ЭПГ свидетельствуют о подвижности тугоплавких ЭПГ (Os, Ir, Ru) в ходе процессов автометасоматоза (серпентинизации), взаимодействия флюид – порода, при участии восстановленных газов (Н<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>), вероятно мантийного происхождения. Результаты этих процессов наблюдаются в измененных хромититах. Согласно опубликованным данным, проведенное физико-химическое моделирование форм транспорта тугоплавких ЭПГ во флюидных системах, свидетельствуют об образовании сложных хлоридных, сульфидных, гидросульфидных комплексов ЭПГ. В виде последних происходят их перенос и ремобилизация с образованием вторичных соединений. Флюид может воздействовать по границам или по трещинам зерен высокотемпературных ЭПГ, и их состав будет изменяться в соответствии с растворимостью [8, 9, 15]. Также вторичное происхождение, обусловленное растворением и переотложением элементов первичных магматических твердых растворов [Os-Ir-Ru], предполагается при формировании зональных зерен (Os-Ir-Ru) состава. В работе Wood S.A. [16] говорится о высокой степени вероятности переноса Os, Ir, Ru флюидами в форме бисульфидных комплексов Os  $(HS)_6^{2-}$ , Ir  $(HS)_{6}^{3-}$ , Ru(HS)<sub>6</sub><sup>3-</sup> [12], хотя в настоящее время неизвестны какие-либо их термодинамические параметры. Предполагается, что при появлении в системе мышьяка и сурьмы, в присутствии которых растворимость ЭПГ падает, т. е. изменяется состав раствора, происходит отклонение системы от термодинамического равновесия и образование зональных зерен. Сера, высвобождающаяся из бисульфидных комплексов, реагирует с никелем из вмещающих пород с образованием хизлевудита (включения хизлевудита по зонам роста, см. рис. 3, ж). Благоприятны для формирования бисульфидных комплексов рН от нейтральной до щелочной, высокое содержание восстановленной серы, низкая fO<sub>2</sub>. Следует отметить, что путь кристаллизации зональных зерен (Os-Ir-Ru) состава не противоречит диаграммам состояния в системах Os-Ir, Ir-Ru. Здесь имеется в виду, что первым кристаллизуется Os, далее, если не происходит перитектической реакции (Os+Ir) (неравновесные условия), то кристаллизуются Ir-Ru, а последним – Ru [1, 7]. Особенность обнаруженных зональных кристаллов – полное отсутствие Os в рутенистом иридии и в рутении. Оценка температур образования зональных зерен проведена по сульфидам никеля. Верхняя граница сосуществования Ni<sub>3-x</sub>S<sub>2</sub> - Ni<sub>7</sub>S<sub>6</sub> и хром-магнетита, встреченного в виде микровключений в Ru°, соответствует 520-560 °C [2, 11].

Авторы благодарят В. Г. Цимбалист (ИГМ СО РАН) за проведение аналитических работ. Работа выполнена при поддержке РФФИ № 12-05-01164; 13-05-12056, ИП СО РАН № 89 и Министерства образования и науки РФ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Благородные</u> металлы: Справочник / под ред. Е.М. Савицкого. М.: Металлургия, 1984. 592 с.

2. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Изд-во «Мир», 1981. 575 с.

3. <u>Гроховская Т.Л.</u>, Лапина М.И., Мохов А.В. Ассоциация и генезис минералов платиновой группы в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51, № 6. С. 520–539.

4. <u>Киселева О.Н.</u>, Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б. и др. Состав и эволюция платинометальной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С.333 – 349.

5. <u>Киселева О.Н.</u>, Жмодик С.М., Агафонов Л.В. Платинометалльная минерализация в хромитовых рудах офиолитов Восточного Саяна (Оспинско-Китойский и Харанурский районы) // Современные проблемы геохимии: материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых) посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В.Таусона. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. В 3-х томах. Т. 3. 297. С. 55–58.

6. <u>Маракушев А.А.</u>, Панеях Н.А., Зотов И.А. Специализация ультрабазитов и связанных с ними хромитовых и сульфидных руд на металлы группы платины // Доклады РАН. 2001. Т. 379. № 4. С. 1–7.

7. <u>Округин А.В.</u> Россыпная платиноносность Сибирской платформы Якутск. ЯФ из-во СО РАН, 2000. 183 с.

8. <u>Ahmed A.H.</u>, Arai S Platinum-group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite / A.H. Ahmed // Canadian Mineralogist. 2003. Vol. 41. P. 597–616.

9. <u>Garuti G.</u>, Zaccarini F. In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature evidence from serpentinized and weathered chromitites of the Vourinos complex (Greece) // The Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. P. 611–626.

10. <u>Harris D.C.</u>, Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Canadian Mineralogist. 1991.Vol. 29.P. 231-237.

11. <u>Mellini M.</u>, Rumori C., Viti C. Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites: formation of 'ferritchromit' rims and chlorite aureoles. // Contributions to Mineral Petrology. 2005. Vol. 149. P. 266–275.

12. <u>Pittwell L.R.</u> Thiometallates of the group-eight metall // Nature. 1965. Vol. 207. P. 1181–1182.

13. <u>Prichard H.M.</u>, Tarkian M. Platinum and palladium minerals from two PGE-rich localities in the Shetland ophiolite complex // Canadian Mineralogist. 1988. Vol. 26. P. 979–990.

14. <u>Stockman H.V.</u>, Hlava P.F. Platinum-group minerals in alpine chromitites from Southwestern Oregon // Economic Geology. 1984. Vol. 79. P. 491–508.

15. <u>Tolstykh N.</u>, Sidorov E., Kozlov A. Platinum-group minerals from the Olkhovaya-1 placers related to the Karaginsky ophiolite complex, Kamchatsky mys peninsula, Russia // The Canadian Mineralogist. 2009. Vol. 47. № 5. P.1057–1074.

16. <u>Wood S.A.</u> The aqueous geochemistry of the platinum-group elements with application to ore deposits / In The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum- Group Elements / Ed. by L.J.Cabri. // Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. 2002. Special Volume 54. P. 211–249.

# БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПИКРИТОВЫХ И ПИКРОДОЛЕРИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

#### С.Г. Ковалев, С.С. Ковалев

Институт геологии УНЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2 Россия

В работе приводятся первые данные о благороднометальной геохимической специализации пикритовых и пикродолеритовых комплексов западного склона Южного Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы. Делается вывод о том, что геохимическая специализация базитгипербазитовых комплексов свидетельствует о значительном рудогенерирующем потенциале этого типа магматизма и позволяет воссоздавать условия генерации расплавов, сформировавших эти комплексы и охарактеризовать геодинамические обстановки, в которых процессы магмогенерации реализовывались.

Южный Урал, пикритовые комплексы, дифференцированные интрузии, сульфидная минерализация, элементы платиновой группы, благороднометальная специализация, рифтогенез

# NOBLE METAL GEOCHEMICAL SPECIALIZATION PICRITIC AND PICRODOLERITIC COMPLEXES OF THE SOUTHERN URALS AND GEODYNAMIC CONDITIONS OF FORMATION

#### S.G. Kovalev, S.S. Kovalev

The paper presents the first data on the noble metal geochemical specialization of picritic and picrodoleritic complexes of the Southern Urals and East European Platform. It is concluded that the geochemical specialization of mafic-ultramafic complexes shows a significant ore-forming potential of this type of magmatism. It helps to create conditions for the generation of melts that formed these complexes and characterize the geodynamic environment in which the processes of magma generation implemented.

Southern Urals, picritic complexes, differentiated intrusion, sulfide mineralization, platinum group elements, noble metal specialization, rifting

Пикритовые и пикродолеритовые комплексы, распространенные в пределах западного склона Южного Урала, являются южным продолжением зоны распространения пикритовой ассоциации, приуроченной к Западно-Уральскому поднятию и прилегающей части Восточно-Европейской платформы (рис. 1). Ранее [1, 2] эти образования были объединены в четыре разновозрастных комплекса (ассоциации): шуйдинский (RF<sub>1</sub>), лапыштинский (RF<sub>2</sub>), мисаелгинский (RF<sub>3</sub>) и лысогорский (V). Позднее были выделены ишлинский (RF<sub>2</sub>) и шатакский (RF<sub>2</sub>) комплексы, а также описаны аналогичные породы на востоке Восточно-Европейской платформы (скв. Восточно-Аскинская, скв. Кипчак). Пикриты и пикродолериты представлены дайками и пластообразными залежами переменной (от 15–20 м до 200 м) мощности. По степени дифференцированности среди них выделяются маломощные недифференцированные силлы пикритов, пикродолеритов, оливиновых габбро-долеритов и дифференцированные тела (от пикритов до лейкогаббро и жильных плагиогранитов) [4].



Рис. 1. Геологическая схема распространения пикритовых и пикродолеритовых комплексов на западном склоне Южного Урала [4].

1– тараташский метаморфический комплекс, 2– айская свита (RF<sub>1</sub>), 3– саткинская и бакальская свиты нерасчлененные (RF<sub>1</sub>), 4– большеинзерская, суранская и юшинская свиты нерасчлененные (RF<sub>1</sub>), 5– терригенные отложения нерасчлененные (RF<sub>2</sub>), 6– вулканогенно-осадочные отложения (RF<sub>2</sub>), 7– зигальгинская свита (RF<sub>2</sub>), 8– Кусинско-Копанский комплекс (RF<sub>2</sub>), 9– верхнерифейские отложения нерасчлененные, 10– вендские отложения нерасчлененные, 11– палеозойские отложения нерасчлененные, 12– метаморфические комплексы нерасчлененные, 13– ультраосновные породы, 14– гранитоиды, 15–19– пикритовые и пикродолеритовые комплексы (15– шуйдинский, 16– лапыштинский, 17– шатакский, 18– мисаелгинский, 19– лысогорский, 20– ишлинский).

В петрографического результате детального изучения пород, слагающих дифференцированные (расслоенные) комплексы установлено, что их внутреннее строение характеризуется отчетливо выраженной асимметрией, заключающейся в том, что нижние горизонты массивов и/или нижние горизонты отдельных ритмов, сложены наиболее меланократовыми породами. Bo телах проявлена всех скрытая расслоенность,

выражающаяся в изменении составов минералов, представляющих серии твердых растворов, в зависимости от местоположения в вертикальном разрезе, а все разнообразие пород в значительной степени обусловлено перераспределением в объеме, взаимоотношениях друг с другом и вариациях составов основных породообразующих минералов: оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза. Рудная минерализация пород комплексов представлена пиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пентландитом, купропентландитом, зигенитом (Co,Ni)<sub>3</sub>S<sub>4</sub>, миллеритом NiS (64,7 % Ni, 35,3 % S), кобальтином, герсдорфитом, борнитом, халькозином, титаномагнетитом, ильменитом и магнетитом. Установлено, что сульфидная минерализация присутствует во всех пикритовых комплексах. Форма выделения сульфидов и их количество определяются условиями формирования магматических тел. Наибольшее количество минералов и разнообразие форм выделения встречаются в глубоко дифференцированных телах ранне- и позднерифейских комплексов. По времени образования среди сульфидов можно выделить как минимум две генерации, первая из которых представлена ликвационными «каплями», имеющими идеально круглую и элипсоидно-удлиненную форму, представленную пентландит-пирротинпентландит-халькопиритовой, пентландит-халькопирит-борнитовой, магнетитовой, пирротин-пиритовой парагенетическими ассоциациями. Как правило, эти сульфиды приурочены к нижним и средним частям дифференцированных тел. В верхних горизонтах интрузивов меняется тип минерализации и форма выделения рудных минералов, которые мы относим ко второй генерации. Наиболее часто здесь встречается окисная ильмениттитаномагнетит-магнетитовая ассоциация, представленная ксеноморфными выделениями часто образующими локальные участки с сидеронитовой структурой. Среди сульфидов преобладающими являются халькопирит, пирротин и пирит, встречающиеся либо в срастаниях друг с другом, либо по отдельности. Как правило, рудные минералы второй генерации располагаются в интерстициях силикатов.

Благороднометальная геохимическая специализация пикритовых и пикродолеритовых комплексов западного склона Южного Урала обладает рядом специфических черт. Обобщенный анализ нормированных содержаний элементов платиновой группы и золота представленный на рисунке 2, свидетельствует:

 – для пород всех разновременных комплексов характерно четко проявленное обогащение золотом, палладием, платиной и родием по отношению к примитивной мантии, что свидетельствует о значительном рудогенерирующем потенциале этого типа магматизма;

– по сравнению со средними содержаниями благородных металлов в «эталонных» составах пикритов и коматиитов южноуральские пикриты и пикродолериты в значительной степени обогащены палладием и родием при близких (либо незначительно превышающих) количествах золота, платины, рутения и иридия, что указывает на специфику южноуральской магматической провинции;

 – наибольшей подвижностью в процессах внутрикоровой дифференциации обладают платина, палладий и золото, количества которых в породах одного комплекса могут различаться на порядок;

– принципиальных отличий в конфигурации трендов, характеризующих породы разновременных комплексов не установлено, что может служить доказательством близости условий магмогенерации на рифейско-вендском этапе развития региона, в то же время, различия в количествах иридия между шуйдинским, лапыштинским и шатакским комплексами с одной стороны и мисаелгинским, лысогорским и ишлинским – с другой, подтверждают заключение о вариациях условий мантийной магмогенерации, сделанное ранее на основании анализа Ti/Y, Sm/Yb и Lu/Hf отношений [4].



Рис. 2. Нормализованные содержания благородных металлов в разновозрастных пикритовых и пикродолеритовых комплексах западного склона Южного Урала. *1* – коматииты; 2 – пикриты (по [8]). Примитивная мантия по [9].

Представление о том, что рифтогенез, нередко сопровождаемый образованием крупных магматических провинций (LIPs), связан с суперплюмами, распространено в

настоящее время достаточно широко и подтверждается многочисленными фактами и наблюдениями [5]. Согласно современным геодинамическим построениям западный склон частью Волго-Уральского Южного Урала в мезопротерозое являлся сегмента палеоконтинента Балтики [6]. Проявление на указанной территории в раннем рифее плюмовых процессов [7] привело к формированию интракратонного прогиба и внедрению в зоны конседиментационных разломов многочисленных мелких базитовых и базитгипербазитовых интрузий (пикриты, пикродолериты, меланократовые габбро-долериты). Собственно рифтогенный этап начала среднего рифея характеризовался уже линейно сконцентрированным растяжением литосферы, что привело в пределах западного склона Южного Урала и прилегающей части Русской плиты к формированию серии грабенообразных структур с максимальным развитием интрузивного магматизма и вулканизма [3].

Процессы плавления мантийного субстрата и его дифференциация в промежуточных очагах способствовали образованию магм, различавшихся как по основности (пикриты, долериты, базальты, риолиты), так и по геохимическим характеристикам (обогащенность Ац, Pt и Pd и др.). При этом осадочные породы в проницаемых зонах подверглись воздействию глубинных флюидов, что привело к формированию геохимических аномалий ЭПГ и Аи. Масштабность рудообразующих процессов флюилноопределялась эволюцией гидротермальных систем, которые сформировались при смене рифтогенного этапа развития региона процессами водного корового палингенеза и регионального метаморфизма, реализующимися в режиме сжатия в поздневендское время [6], что привело к образованию рудных объектов или рудных зон, оруденение которых имеет унаследованный характер и специфические черты, присущие как мантийным, так и коровым образованиям.

Подводя итог вышеизложенному материалу, следует констатировать, что благороднометальная геохимическая специализация интрузивных базитовых и базитгипербазитовых комплексов западного склона Южного Урала и прилегающих частей Русской плиты и ее вариации при дифференциации первичных расплавов в промежуточных камерах свидетельствуют о значительном рудогенерирующем потенциале этого типа магматизма.

Неоднократно проявленные этапы рифтогенного развития региона в рифей-вендское время, обусловленные плюмовыми процессами привели к формированию магматической провинции (LIP), охватывающей западный склон Южного Урала и прилегающий край Восточно-Европейской платформы. Обширная магматическая система оказала определяющее влияние на формирование металлогенической специализации территории, что выразилось в наличии многочисленных аномальных содержаний благородных металлов, обнаруженных различными исследователями в структурно-вещественных комплексах региона.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Алексеев А.А.</u> Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 137 с.

2. <u>Ковалев С.Г.</u> Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. 90 с.

3. <u>Ковалев С.Г.</u> Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника, 2008. № 2. С. 68–79.

4. <u>Ковалев С.Г.</u> Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера, 2011. № 2. С. 68-83.

5. <u>Пучков В.Н.</u> «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же всё-таки прав? // Геотектоника, 2009. №1. С. 3–22.

6. <u>Пучков В.Н.</u> Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

7. <u>Пучков В.Н.</u>, Ковалев С.Г. Плюмовые события на Урале и их связь с субглобальными эпохами рифтогенеза // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы. Мат-лы 2 Всеросс. симпозиума посвящ. памяти акад. Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского, Иркутск, 2013. С. 34–38.

8. <u>Barnes S-J.</u> and Lightfoot P.C. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and affecting their copper and platinum-group element contents // Economic Gejlogy 100<sup>th</sup> Anniversary, 2005. P. 179–213.

9. <u>McDonough W.F.</u> and Sun S.-S. Composition of the Earth // Chemical Geology 120, 1995. P. 223–253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.

## ГЕОХИМИЯ ЗОЛОТА В УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

#### А.В. Кокин

Южно-Российский институт управления - филиал РАНХИГС, 344000, Ростов-на-Дону, ул. Пушкинская, д. 70, Россия

Исследован химический состав и примеси минералов, руд, вмещающих пород золоторудных месторождений и проявлений в углеродсодержащих рудообразующих системах юго-восточной Якутии на основе расчета отношений концентраций химических элементов и золота к региональным породным и минеральным кларкам. Установлено, что золото вне зависимости от уровня организации геологических тел (минерал, руда, вмещающая среда, магматические образования) входит в ассоциации элементов в строгом соответствии с космогеохимической классификацией Ю. Г. Щербакова. Это означает, что процесс фракционирования химических элементов в истории образования земной коры и геологических тел в ее составе приводит к формированию устойчивых по степени подвижности геохимических ассоциаций, «диктующих» свойства и условия вхождения в них золота в зависимости от источников рудообразования.

геохимия, золото, ассоциации, эволюция, источники, чёрные сланцы, космогеохимические ассоциации Ю.Г. Щербакова

# GEOCHEMISTRY OF CARBONACEOUS GOLD ORE-FORMING SYSTEMS SOUTHEASTERN YAKUTIA

#### A.V. Kokin

The chemical composition and impurity minerals, ores, host rocks of gold deposits and occurrences of carbonaceous ore-forming systems southeastern Yakutia by calculating ratios of the concentrations of chemical elements and gold in regional breed and Mineral Clark. Found that gold, regardless of the level of organization of geological bodies (mineral ore, accommodating environment igneous rocks) is included in the association of elements in strict accordance with the classification kosmogeohimicheskoy YG Shcherbakov. This means that the process of fractionation of the chemical elements in the history of the formation of the crust and the geological bodies within it leads to the formation of stable by mobility geochemical associations, "dictate" their properties entering them gold, depending on the composition of the sources of ore formation.

geochemistry, gold, association, evolution, sources, black shales, kosmogeohimicheskie Association YG Shcherbakov

Известно, что золото в зависимости от формационных и минеральных типов золоторудных месторождений [1] образует присущие ему устойчивые рудогенные ассоциации элементов-спутников, часто обладающих значимыми положительными корреляционными связями. Возникает вопрос: а не может ли образовывать подобные ассоциации золото в составе осадочных и изверженных пород, которые чаще всего рассматриваться в качестве источников золота и сопутствующих ему металлов в рудных месторождениях? Для ответа на этот вопрос автор попытался исследовать поведение золота не только в различных по составу осадочных и изверженных пород, но и минералах рудопроявлений и месторождений в юго-восточной части Якутии в разрезе земной коры мощностью 33 км в возрастном интервале от рифея по мел включительно.

Объектом исследований послужили не только черносланцевые толщи терригенного (поздний карбон – ранняя юра) верхоянского комплекса Южно-Верхоянского синклинория, вмещающие золотое оруденение разных морфологических и минеральных типов, но и терригенно-карбонатный (рифея – кембрий) комплекс Кыллахского поднятия, карбонатный и терригенный комплекс (кембрия – ранний карбон) Сетте-Дабанского антиклинория, а также примеси в минералах золоторудных месторождений и проявлений.На основе анализа надкларковых концентраций золота (относительно региональных) в осадочных и изверженных породах региона, ранговой корреляции элементов в составе золоторудных тел, примесей в минералах золотых руд разного возраста, стратиграфического положения установлено следующее.

1. Надкларковые концентрации золота в карбонатно-терригенном слабо углеродистом комплексе Кыллахского поднятия (пионерская свита позднего рифея) и терригеннокарбонатном, карбонатно-терригенном комплексе силура – девона Сетте-Дабанского антиклинория образуют устойчивые надкларковые геохимические ассоциации с Co, Cu, Zn, спорадически Hg. В составе руд на этих же стратоуровнях (в жилах, прокварцованных песчаниках пионерской свиты рифея, в стратифицированных телах медных проявлений рифея и венда, жильных телах) золото входит в эту же устойчивую геохимическую ассоциацию, и такая же устанавливается в составе пирита. Цинк часто не образует значимой положительной корреляции со свинцом ни в рудах, ни в примесях минералов, что может указывать на разные источники свинца и цинка в рудах, а вхождение в них Pb и Zn связано с разными (наложенными) стадиями рудного процесса. Геохимическая ассоциация золота с Со, Cu, Zn, спорадически Hg совпадает с группой химических элементов, выделенных Ю. Г. Щербаковым [4] в составе подвижных фемических центростремительных гетерофилов в его космогеохимической классификации элементов, которая построена по принципу разделения элементов по степени их подвижности относительно углистых хондритов, базальтов и сланцев в земной коре.

2. В углеродсодержащих  $(0,5-2 \% C_{opr})$  терригенных толщах позднего карбона ранней перми (в них сосредоточены основные разведанные запасы и ресурсы золота) Au образует устойчивые геохимические ассоциации с надкларковыми концентрациями S, As, Pb, Sb, Ag, которые в космогеохимической классификации элементов Ю. Г. Щербакова входят в состав *подвижных* сиалических дефицитно-центробежных элементов вместе с Cl, Br, I. Геологи нередко не учитывают последние элементы и не рассматривают их в качестве ассоциантов, поскольку они не анализируются ни в составе руд, ни пород, хотя давно известно, что золото образует соединения с хлором, встречается в виде йодированного золота и т. д. В составе стратифицированных золотокварцевых жил, жильных зон, пластов прокварцованных песчаников, в секущих минерализованных зонах дробления, золотокварцевых жилах, располагающихся на этом же стратоуровне, золото также входит в эту ассоциацию, как и в составе избыточных относительно *минеральных кларков* сульфидов железа, свинца,

сульфосолей сурьмы, серебра. Средний химический состав верхоянского комплекса отвечает составу гранодиоритов. Свинец часто не образует высоких значимых положительных корреляций с цинком, что также косвенно может указывать на разделение свинца и цинка в процессе их миграции, но их объединении в составе руд. Именно этим, видимо, обусловлено попадание свинца и цинка в разные геохимические ассоциации Ю. Г. Щербакова. Вхождение в состав золотых руд Pb и Zn, а иногда их положительная и значимая корреляция, скорее всего, может объясняться специфическими геохимическими свойствами самой среды рудообразования.

3. Надкларковые концентрации золота в составе основных пород (базальты и диабазы позднего девона) образуют ассоциацию с Fe, Ni реже Mn. Эта ассоциация в космогеохимической классификации элементов Ю. Г. Щербакова совпадает с группой *малоподвижных* фемических центростремительных гетерофилов. В составе гидротермальнометасоматически измененных базальтов и диабазов Сетте-Дабана, с наложенной на них более поздней минерализацией, Au образует устойчивую ассоциацию элементов с S, As, Pb, Sb, Ag, в том числе в составе пирита и арсенопирита минерализованных даек диабазов, и утрачивает корреляции с Fe, Ni, Mn.

4. Надкларковые концентрации Au в составе гранодиоритов ранне-позднемелового возраста образуют теснейшую ассоциацию с Bi, Te, Co, As, W, которая Ю. Г. Щербаковым отнесена к сиалическим подвижным и малоподвижным оксифилам. В условиях метасоматических и гидротермальных преобразований гранитоидов разного возраста Au образует устойчивую ассоциацию с S, As, Pb, Sb, Ag в рудах.

5. В условиях пространственной связи золотой минерализации с гранодиоритами, локализованными в углеродистой толще ранней перми, Au в рудах образует раннюю ассоциацию с S, As, Pb, Sb, Ag и позднюю – с Co, W, Bi, Te. При этом в составе пирита и арсенопирита устанавливается смешанная ассоциация Au c S, As, Pb, Sb, Ag, Co, W, Bi, Te, что согласуется с двухстадийностью рудообразования при участии гранодиоритового и гранитового магматизма ранне-позднемелового и позднемелового возраста в юго-восточной Якутии.

Таким образом, истории химической дифференциации в вещества стратифицированной коры юго-восточной Якутии на разном уровне организации геологических тел (осадочных комплексов, изверженных пород, в рудах и минералах) устанавливаются одни и те же либо избыточные (надкларковые), либо дефицитные (ниже кларковых) геохимические ассоциации золота с элементами сиалических и фемических гетерофилов, центробежных сиалических оксифилов в соответствии с космогеохимической классификацией Ю.Г. Щербакова по степени их подвижности (центростремительности – центробежности). При этом в разрезе земной коры мощностью около 33 км от рифея до мела включительно наблюдается дифференциация ассоциаций элементов от Au, Fe, Ni, Mn, (Mg, Cr) в складчатой структуре Кыллахского поднятия (с возрастом карбонатно-терригенных осадков от рифея до кембрия и наличием магматических тел от ультраосновных щелочных до основных пород венда – девона) к Au, Cu, Zn, (Co, Hg) в складчатой структуре Сетте-

Дабанского антиклинория (с возрастом терригенно-карбонатных осадков от кембрия до раннего карбона и наличием в его составе преимущественно основных пород). Далее к Na, Au, Ag, As, Pb, Sb и затем к K, Al, Au, Te, Bi, W, Co, As ассоциации в складчатой структуре Южно-Верхоянского синклинория в составе терригенного верхоянского комплекса (с возрастом от среднего карбона до ранней юры и наличием в нем изверженных пород от основного (поздняя пермь, ранняя юра) до ультракислого состава ранне-позднемелового возраста). Иными словами, в направлении от древних к молодым геологическим образованиям на фоне общего раскисления состава осадков и магматизма Аи входит в ассоциации элементов, соответствующие химической дифференциации земной коры по принципу увеличения их центробежности, в соответствии с космогеохимической классификацией Ю. Г. Щербакова. Наличие в составе руд смешанных ассоциаций с золотом может указывать на гетерогенный источник рудообразования золоторудных месторождений. Например, в составе руд Нежданинского месторождения устанавливается смешанная группа рудогенных элементов как в рудах, так и в составе рудных и жильных минералов: Au, Ag, Co, Ni, Pt, Cu, Zn, Pb, As, Sb, W, Bi. Разбив эту группу в соответствии с космогеохимической классификацией Ю.Г. Щербакова: Au, Ni, Pt  $\rightarrow$  Au, Co, Cu, Zn  $\rightarrow$  Au, As, Pb, Ag, Sb  $\rightarrow$  Au, (W, Ві), устанавливаем, что золото входит в четыре ассоциации элементов, положительно и на высоком уровне значимости коррелируя с ними, кроме положительной, но не значимой связи с W и Bi. Корреляция золота с платиной не проводилась в связи с тем, что автор не располагал данными по анализам платины в составе руд (платиноиды в рудах зоны № 1 впервые были установлены М.К. Силичевым и Н.В. Белозерцевой в конце 1970-х гг.). Значит, можно заключить, что руды Нежданинского месторождения сформировались в условиях полигенности и полихронности с участием как основного и ультраосновного магматизма, так и кислых пород и вмещающей среды пермских отложений, характеризующихся надкларковыми концентрациями золота, что подтверждается изотопными данными [3].

Выявленные закономерности вхождения золота в состав геохимических ассоциаций в процессе дифференциации химического состава земной коры юго-восточной части Якутии действительно можно рассматривать как новое стереогеохимическое свойство [2, 5] Ю. Г. Щербакова (одного из выдающихся учеников Ф. Н. Шахова). Этот критерий можно использовать для геохимического картирования с целью диагностики стадий и источников рудообразования. Свойство образовывать устойчивые геохимические ассоциации элементов необходимо относить к фундаментальным, поскольку они сохраняются на разном уровне организации геологических тел и являются следствием направленной во времени химической дифференциации вещества земной коры. Уникальность новых коллективных свойств, отражающихся в геохимических ассоциациях элементов, необходимо рассматривать как синергетическое свойство ассоциантов «диктовать» новые геохимические условия для ассоциации элементов, обладающих в отдельности отличительными вхождения в химическими свойствами, В строгом соответствии с периодическим законом Д.И. Менделеева. Иначе говоря, химический индивидуализм элементов при вхождении в ассоциацию исторически формирующейся общности отчасти подавляется ее коллективными

свойствами сонахождения в геологических телах разного уровня организации. Свойство непрерывного пространственно-временного разделения вещества в геохимической истории – следствие направленности его дифференциации в условиях непрерывно возрастающей сложности и подвижности элементов, ведущей к появлению все более сложных по составу и разнообразию минеральных видов, обладающих способностью к концентрации (рис. 1).



Рис. 1. Ассоциации элементов Ю. Г. Щербакова в золоторудных месторождениях и проявлениях юго-восточной Якутии с образованием золотоплатинового, золотортутного, золотосурьмяного и золототеллуридного геохимических типов [1].

При этом все установленные ассоциации золота при прецизионных измерениях концентраций в разных рангах геологических тел могут входить в состав как избыточных, так и дефицитных ассоциаций в полном или сокращенном сообществе, а значения относительных коэффициентов накопления элементов в указанных рядах давно используются для металлогенических построений [6].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Кокин А.В.</u> Минеральные типы золоторудных месторождений Юго-Восточной Якутии// Отечественная геология, 1994. № 8. С. 10–17.

2. <u>Кокин А.В.</u> Стереогеохимия Ю.Г. Щербакова и проблемы геохимического картирования // Уральский геологический журнал, 2009. № 6. С. 88–92.

3. <u>Чернышов И.В.</u>, Бортников Н.С., Чугаев А.В и др. Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданинского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (MC-ICP-MS) и стронция // Геология рудных месторождений, 2011. Т. 53. № 5. С. 395–418.

4. <u>Щербаков Ю.Г.</u> Периодическая система и космогеохимическое распределение элементов //Геология и геофизика, 1982. № 1. С. 77–84.

5. <u>Щербаков Ю.Г.</u> Геохимические свойства и распределение элементов в породах // Геология и геофизика, 1995. Т. 36. № 2. С. 80–91.

6. <u>Щербаков Ю.Г.</u>, Рослякова Н.В. Об индикаторном значении отношений металлов в золоторудных месторождениях //Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. С. 129–135.

## ТИПЫ ИСТОЧНИКОВ ЗОЛОТА РОССЫПЕЙ ОРТОН-ФЕДОРОВСКОГО РУДНОГО УЗЛА

#### В.В. Колпаков, М.В. Кириллов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия;

Ортон-Федоровский рудный узел расположен в пределах старейшего Ортон-Балыксинского золоторудного района Кузнецкого Алатау, богатого золотоносными россыпями [1]. Масштабных коренных источников, кроме Федоровского и Кедрового месторождений, неизвестно. Проблема их поисков по-прежнему актуальна, а состав золота является важным поисковым признаком [4]. По данным В.В. Сыроватского [5], в россыпях рудного узла выделяются: Ортонское высокопробное (среднее 878 ‰); Федоровское среднепробное; повсеместно встречающееся низкопробное (среднее 709 ‰) золото, генезис которого не ясен. Последние данные, полученные нами при площадном опробовании аллювиальных, элювиально-делювиальных отложений и коренного золотого оруденения, позволили уточнить связь разнопробного золота в россыпях района с различающимися между собой кварцевыми жилами Ортон-Магызинского рудного поля и линейно-штокверковыми жильно-метасоматическими зонами Федоровско-Балыксинского рудного поля.

самородное золото, россыпи, источники, Кузнецкий Алатау

### TYPES OF SOURCES OF GOLD PLACERS ORTON-FEDOROVSKY ORE NODE V.V.Kolpakov, M.V.Kirillov

Orton-Fedorovsky ore node is located within the oldest Orton-Balixinsky gold district (Kuznetsky Alatau), that is rich gold placers [1]. Large-scale indigenous sources are unknown, except Fedorovsky and Kedrovy deposits. The problem of their search is still relevant, and gold composition is the important search sign [4]. According to V.V. Syrovatsky [5], in placer deposits of the ore node there are: Orton high fineness gold (average 878 ‰); Fedorovsky medium pure gold; common base (average 709 ‰) gold, whose genesis is not clear. Recent data obtained by areal sampling of alluvial, eluvial-deluvial sediments and native gold mineralization, helped to clarify the relationship between different purity gold in the placers and different quartz veins of Orton-Magasinsky ore field and Fedorovsky-Balixinsky ore field linear-stockwork vein-metasomatic zones.

native gold, placers, sources, Kuznetsky Alatau

Ортон-Федоровский рудный узел находится в пределах Ортонского тектонического блока, который представляет собой фрагмент Мартайгинско-Верхнелебедской структурноформационной зоны Кузнецкого Алатау [1], ограниченный разломами северо-восточного простирания, оперяющими главный Кузнецко-Алтайский разлом и, с востока, региональным Балыксинским разломом. Блок сложен (рис. 1) эффузивно-осадочными и карбонатными породами венда-кембрия, смятыми в линейные складки и прорываемые субсогласными и секущими телами кембрийских вулканитов основного состава. Интрузивные образования представлены телами габбро-диоритового состава, гранодиоритами садринского комплекса (сателлит Тыгертышского плутона), к ореолам которых тяготеет золотое оруденение, и многочисленными дайками кембрийского и девонского возраста диоритового и габбродиоритового состава.



Рис. 1. Схема геологического строения и золотоносности Ортон-Федоровского рудного узла.

l – эффузивно-осадочные породы (V- $\varepsilon_1$ ); 2 – кундусуюльский габбро-диоритовый комплекс ( $\varepsilon_1$ k); 3 – Садринский диорит-гранодиоритовый комплекс ( $\varepsilon_3$ -O<sub>1</sub>s); 4 – пестроцветные терригенновулканогенные отложения (D<sub>1</sub>); 5 – разрывные нарушения; 6 – рудные поля: 1 – Ортон-Магызинское, 2 – Федоровско-Балыксинское; 7 – рудопроявления: 1 – Ортонское, 2 – Лазаретное, 3 – Магызинское; месторождения: 4 – Федоровское, 5 – Кедровое.

Основное золотое оруденение относится к золото-кварцевой формации, количество сульфидов, главным образом пирита, в рудах не превышает 1–3 %. В рудном узле выделяется два линейно вытянутых в северо-восточном направлении рудных поля (см. рис. 1), различающиеся по типу проявленного в них оруденения (табл. 1). Оруденение Федоровско-Балыксинского рудного поля представлено линейными штокверками, развитыми по зонам дробления, с мощными (до 1–2 м) осевыми кварцевыми жилами, это месторождения Федоровское, Кедровое, рудопроявления Лазаретное и др., а Ортон-Магызинского рудного поля – кварцевыми жилами и жильными сериями, это Ортонское, Магызынское рудопроявления и еще около 100 известных жил.

## Таблица 1. Сравнительная характеристика золотого оруденения Ортон-Магызинского (1) и Федоровско-Балыксинского (2) рудных полей

Π	(1) Ортонское	(2) Лазаретное	(2) Федоровское
Параметры	рудопроявление	рудопроявление	месторождение
Расстояние от гранитоидов	6 км	1 км и менее	1 км и менее
Tun	Жильное	Линейно-штокверковое	Линейно-штокверковое
Стадии Аи- оруденения	Вероятно одна – кварц- пиритовая	Минимум две: кварц- пиритовая и наложенная полисульфидная	Минимум две: кварц- пиритовая и наложенная полисульфидная*
Вмещающие породы	Эффузивно-осадочные, сланцы (V-Є <sub>1</sub> )	Дайки и интрузии основного состава, эффузивно-осадочные (V- € <sub>1</sub> )	Дайки основного состава, эффузивно-осадочные породы на контактах с дайками *
Околожильные изменения	Слабые: кварц- карбонат-серицит- (хлоритовые) метасоматиты	Интенсивные: окварцевание, кварц- хлорит-серицит-анкерит- альбитовые метасоматиты	Интенсивные: окварцевание, кварц- хлорит-серицит-анкерит- альбит-(фукситовые) метасоматиты
Параметры рудных зон	Простирание – 1 км, мощность – до 18 м, по падению до 100 м	Простирание – 800 м, мощность – до 3 м, по падению – до 250 м	Простирание – 800 м, мощность – до 40 м, по падению – более 200 м
Содержания Аи в рудных телах	Первые десятые г/т, редко – первые г/т, единичные – до 80 г/т	Первые г/т	До десятков г/т, в бонанцах – кг/т
Данные по крупности Аи	50 % < 0,1 мм, 50 % < 0,25 мм (до 1 мм)	Мелкое и тонкое в зальбандах жил, до 5 мм в жилах***	Класс >2 мм – 50 вес.% в бонанцах встречались самородки до 10 кг*
Пробность Аи, (среднее) примеси в Аи	750–989 (950 ‰) Си – до 3,5 %, Нg – до 1–1,5 %	830–974 (916 ‰), в россыпи – 753-927 (875 ‰). Нg – до 1 %	530–890 (730 ‰) **, в россыпи – 715–887 (823 ‰). Нg – до 1 %

Примечание: По данным: \* – [6]; \*\* – [2]; \*\*\* – [3].

Результаты шлихового опробования и микрорентгеноспектрального определения состава аллювиального самородного золота Ортон-Федоровского рудного узла приведены на рисунке 2. На гистограмме видно, что доля низкопробного золота очень невелика. Аллювиальное золото в основном имеет среднюю и высокую (кроме Au p. Федоровки) пробность. Источником наиболее высокопробного золота могли быть кварцевые жилы типа Ортонских. Степень развитости гипергенного крайне высокопробного золота низкая, несмотря на наличие в верхнем течении р. Мал. Ортон и на рудопроявлении Лазаретном кор химического выветривания. Источником среднепробного (800–900 ‰) золота могли служить как кварцевые жилы Ортон-Магызинского рудного поля, так и жилы и штокверки Федоровско-Балыксинского, сформировавшие крупную россыпь р. Федоровка, давшую >10 тонн золота. Низкопробное золото (700 ‰ и менее) присутствует в метасоматитах с кварцевыми прожилками (рис. 3, табл. 2).



Рис. 2. Схема расположения опробованных аллювиальных отложений и вариации пробности золота по площади.

*1* – пробность аллювиального золота; *2* – пробность золота коренных источников в контурах участков.

Врезка – сводная гистограмма распределения пробности аллювиального самородного золота.



Рис. 3. Гистограммы пробности золота метасоматитов Стержневой рудной зоны Федоровского месторождения.

Характеристика породы	Число проб	Число Аи	Пробность Аи, ‰	Сростки Аи с минералами
Кварц Стержневой жилы *	2	53	782–811 (804)	Кварц
Кварц Стержневой жилы	1	20	808–842 (821)	Кварц, гидроокислы Fe
Кварц Стержневой жилы * обохренный	3	111	801-823 (812)	Кварц, гидроокислы Fe
Гидроокислы Fe в пустотах выщелачивания в кварце Стержневой жилы *	3	20	809-822 (815)	Кварц, гидроокислы Fe
Метасоматиты невыветрелые	6	42	701–880 (768)	Кварц, гидроокислы Fe, глинисто-слюд., эпидот
Метасоматиты с прожилками серого кварца (мощность прожилков до 2 см)	14	72	537-890 (722)	Кварц, гидроокислы Fe, глинисто-слюд., эпидот
Метасоматиты с нитевидными прожилками белого кварца	5	36	530–792 (660)	Кварц, гидроокислы Fe, глинисто-слюд., кальцит, альбит
Выветрелые метасоматиты	2	15	695–798 (750)	Кварц, глинисто-слюд.
Выветрелые метасоматиты с прожилками серого кварца (мощность прожилк. до 2 см)	4	25	755– 875 (805)	Кварц, гидроокислы. Fe, глинисто-слюд.

# Таблица 2. Состав самородного золота Стержневой рудной зоны Федоровского месторождения

Примечание: \* – по данным [6].

Медь в составе золота не обнаружена, примесь ртути обычно присутствует в следовых количествах, а в золоте метасоматитов в единичных случаях ее содержания доходят до 1 %. Составом золота подтверждается факт наличия на Федоровском месторождении кварца нескольких генераций. Щербаков и др. [6] выделял: белый массивный, раздробленный и сцементированный серовато-белым дорудный кварц; серый продуктивный; пострудный, представленный сетью секущих тонких (до 5 мм) прожилков. По нашим данным, эти тонкие прожилки кварца, содержащие, судя по наличию сростков с золотом, кальцит и альбит, также содержат золото, причем наиболее низкопробное (вплоть до 530 ‰). Количество его в метасоматитах, по имеющимся данным, сопоставимо с количеством золота (пробностью >750 ‰), связанного с более мощными прожилками в метасоматитах серого кварца (см. рис. 3, рис. 4). В Стержневой кварцевой жиле низкопробного золота нет (см. табл. 2).

Рудный кварц Стержневой жилы в виде пятен и полос цементирует раздробленные дорудные кварцевые жилы. Для него характерно наиболее высокопробное для Федоровского месторождения золото, выдержанное по составу (см. табл. 2) и не содержащее примеси Hg.



Рис. 4. Сводная гистограмма пробности золота метасоматитов Стержневой рудной зоны Федоровского месторождения.

Вероятная последовательность формирования продуктивного золотого оруденения на Федоровском месторождении следующая: образование метасоматитов — золотоносный серый кварц, секущий метасоматиты и дорудные кварцевые жилы — сеть тонких кварц-(кальцит, альбитовых) прожилков, также содержащих Au.

#### выводы

 Золото Ортон-Магызинского рудного поля в целом более высокопробно, чем Федоровско-Балыксинского, основным источником его являются кварцевые жилы, в том числе – подобные жилам Ортонского рудопроявления.

2. Главным источником золота в россыпях Федоровско-Балыксинского рудного поля являются линейно-штокверковые жильно-метасоматические зоны, содержащие крупное золото.

3. На Федоровском месторождении проявлено минимум две генерации рудного кварца, сильно различающиеся по своей продуктивности и способности к россыпеобразованию. Основное количество золота, в том числе и крупного, связано с серым жильным кварцем, пробность его 750-850‰. Для метасоматитов с кварц-(кальцитальбитовыми) прожилками характерно низкопробное (< 700‰) мелкое и тонкое золото.

4. Низкопробное золото мало распространено в россыпях Ортон-Федоровского рудного узла, оно присутствует в основном в метасоматитах. Возможно, что в виду низкой крупности выделений оно вынесено за пределы площади.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Алабин Л.В.</u>, Калинин Ю.А. Металлогения Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Издво СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 237 с.

2. <u>Бакшеев Н.А.</u>, Калинин Ю.А., Росляков Н.А. и др. Минералогия и минеральносырьевые ресурсы золотоносной коры выветривания Федоровского рудного поля Кузнецкого Алатау/ Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов / Материалы Международной научно-практической конференции «Сатпаевские чтения». Алматы, 2009. С. 172–177.

3. <u>Кондаков А.Н.</u>, Возная А.А. Минеральные ресурсы недр Кемеровской области. Книга 1. Металлические полезные ископаемые. Кемерово: КузГТУ, 2013, 290 с.

4. <u>Нестеренко Г.В.</u>, Колпаков В.В. Аллохтонное самородное золото в предгорном аллювии юга Западной Сибири// Литология и полезные ископаемые, 2010. № 5. С. 477–495.

5. <u>Сыроватский В.В.</u> Состав и элементы-примеси самородного золота Ортон-Федоровской рудной зоны// Тр. ЗВМО, вып.1, Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд., 1974. С. 122–127.

6. <u>Щербаков Ю.Г.</u>, Рослякова Н.В., Колпаков В.В. Федоровское месторождение золота и перспективы золотоносности Южно-Сибирской рудной провинции (Горная Шория)// Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 10. С. 979–992.

УДК [553.41+553.491.8]:553.2:551.242

## МАНТИЙНО-КОРОВЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

#### А.Ф. Коробейников

Томский политехнический университет, 634050, Томск, пр. Ленина, 30, Россия

Рассматривается пульсационно-эстафетная концепция развития минералообразующих процессов, приводящих к концентрации благородных металлов в земной коре. Показано, что формирование наиболее крупных золоторудных И комплексных золото-платиноидных месторождений происходило при активном участии глубинных металлоносных магмотермофлюиднодинамических систем как продуктов плюмтектоники, палеодиапиризма и глубинного метасоматизма.

благородные металлы, мантийно-коровые рудообразующие системы, руднометасоматическая зональность

## MANTLE-CRUSTAL ORE-FORMING SYSTEMS OF PRECIOUS METALS A.F. Korobeinikov

The article discusses the concept of relay-pulsating development mineralizing processes leading to the concentration of precious metals in the Earth's crust. It is shown that the formation of the largest gold and gold-complex platinoid deposits occurred with the active participation of deep magma-metalliferous thermofluidodynamical systems as products tectonics of pluim, diapirism and deep metasomatism.

precious metals, mantle-crustal ore-forming systems, ore-metasomatic zoning

Феликс Николаевич Шахов активно разрабатывал вопросы магматизма и геохимии благородных металлов в магматических и контактово-метасоматических процессах [10–12]. Автор данной статьи, основываясь на пульсационной гипотезе [6, 9], предлагает новую концепцию пульсационно-эстафетного развития глубинных минералообразующих процессов, приводящих к концентрации благородных металлов в земной коре [3].

Золотоносные рудные районы, рудные поля и месторождения размещаются в следующих региональных складчато-разрывных структурах: 1) зеленокаменных поясах и наложенных прогибах древних платформ и плит (Сибирская платформа и Западно-Сибирская плита); 2) протерозой-фанерозойских складчатых поясах, обрамляющих с юго-запада Сибирскую платформу, а с запада – Западно-Сибирскую плиту; 3) краевых вулканоплутонических поясах Восточной Сибири и Средней Азии; 4) зонах тектономагматической активизации платформ и складчатых поясов; 5) шовных тектонических структурах. В таких условиях находятся золоторудные и золотоплатиновые рудные объекты (Сухой Лог, Олимпиадинское, Бакырчик, Кумтор, Мурунтау, Березовское, Воронцовское и др.). Здесь, кроме золота, проявилась платиноидная минерализация прожилково-вкрапленного типа, возможно промышленного значения [4]. Такие комплексные рудные объекты возникали при процессах мантийного и внутрикорового метасоматизма и магматизма. В результате взаимодействия глубинных высоконагретых металлоносных флюидопотоков разного состава И состояния при взаимодействии с разнородными породами литосферы возникали специфические

минералообразующие системы в каждом земном слое, что обеспечивалось пульсационноэстафетной динамикой эндогенных процессов. В мантии осуществлялось преобразование этих слоев с возникновением металлоносных магмо-термофлюидодинамических систем. Широко проявленный внутримантийный термофлюидный метасоматизм (как продукт дегазации внешнего ядра и нижней мантии планеты) обеспечивал перераспределение, экстракцию, вынос и стягивание благородных металлов во флюидные потоки.

Доказательством такой модели послужили результаты исследования распределения золота в метасоматизированных глубинных включениях ультрамафитов в кимберлитовых телах Сибирской платформы [3]. Они показали понижение вдвое содержание золота в образцах измененных перидотитов (до 2,6–3,8 мг/т вместо 8–10 мг/т в исходных гранатовых перидотитах и перекристаллизованных гранатах). Именно внутримантийные глобальные процессы термофлюидного метасоматизма, выразившиеся амфиболизации, в флогопитизации калишпатизации, И карбонатизации перидотитов, приводят к перераспределению, экстракции, выносу благородных металлов с возникновением глубинных металлоносных термофлюидопотоков. Так происходит заложение магмотермофлюидодинамических золотоплатиноконцентрирующих систем.

Высоконагретые летучие компоненты отделялись от внешней зоны ядра, нижней мантии и астеносферных линз планеты, а в дальнейшем прогревали породы верхней мантии и земной коры и формировали зоны гранитизации.

Петролого-геохимические исследования глубинных метасоматических ассоциаций в кимберлитах, выполненные О. Б. Олейниковым [7], показали, что парагенетическая ассоциация алюмошпинелид – пикроильменит – ортопироксен – амфибол – перекристаллизованный гранат явно вторичного происхождения, связанного с метасоматическим воздействием глубинных флюидов. Наличие в интрузивном кимберлите глубинных метасоматических ассоциаций, вероятно, свидетельствует о масштабности метасоматических процессов в области зарождения кимберлитового расплава [7]. Дополнительными доказательствами участия мантийного вещества в процессе формирования золотых и золотоплатиноидных рудных объектов в земной коре могут служить постоянно выявляемые повышенные концентрации (до 1–9 г/т) платиновых металлов (Pt, Pd, Os, Ir, Rh) в золоторудных месторождений России и зарубежья [3, 4]. Крупность возникавших рудных объектов обеспечивалась размерами исходных структур-ловушек металлоносных флюидов и солитонно-импульсным режимом неоднородной глубинной дегазации.

Β глубинах Земли постоянно происходят процессы преобразования консолидированного вешества благодаря внутримантийному диапиризму И высокотемпературному флюидному метасоматизму. Высоконагретые флюидопотоки прогревали породы литосферы и путем гранитизации (магматического замещения, по Д.С. Коржинскому и Ю.А. Кузнецову) вовлекали их в магмообразование. В каждом слое блоке мантии, литосферы, земной коры возникали неодинаковые по силе, но схожие по природе электромагнитные и электрические явления под воздействием восходящих высоконагретых

флюидопотоков. Электромагнитные и электрические силы-потоки при перенапряжениях силовых полей создавали условия для «грозы в земле» [1]. На молекулярном уровне планеты действовали физические и механические поля перенапряжений в земных слоях. Они являлись дополнительным фактором проявления тектоники и обеспечивали транспортировку энергии и массы вещества эстафетным способом от слоя к слою с преобразованием тепловой энергии в электрическую и наоборот, а также с пульсационной передачей ее наверх. Это и создавало пульсационно-эстафетный режим развивающейся флюидно-магматической системы.

Предложенная нами концепция пульсационно-эстафетного саморазвития глубинных геологических процессов позволяет более уверенно объяснять зарождение, развитие и роль промежуточных магматических очагов в дифференциации магм в мантии и земной коре. Б.В. Олейниковым и А.Ф. Коробейниковым по материалам трапповых интрузий Сибирской платформы было показано, что, благодаря притоку глубинных сквозьмагматических флюидных потоков, несущих благородные металлы, в промежуточных камерах происходит многократное насыщение дифференцированных магм металлами [8]. В дальнейшем поздние дифференциаты магм могли участвовать в процессах эндогенного рудообразования. Такие вторично обогащенные благородными металлами расплавы и послемагматические флюиды в условиях земной коры обеспечивали формирование промышленных скоплений Аu и ЭПГ.

В сложнозональных дайках долерит-диабазов и габбро-диабазов Саралинского золоторудного поля Кузнецкого Алатау, сформированных путем 3-6-кратного внедрения диабазового расплава из промежуточных очагов-камер, установлено 2-3-кратное накопление золота в поздних генерациях габбро-диабазов (коэффициент накопления К<sub>н</sub><sup>Au</sup>=1,8–7,5) [5]. Эти данные свидетельствуют также о накоплении Au в остаточных порциях расплавов при дифференциации магм и поступлении металлоносных флюидов в магматические камеры.

Автором и его коллегами разработаны критерии выделения глубинных золотоконцентрирующих систем в земной коре [3]:

1. Следы рифтогенеза и плюмтектоники, щелочного метасоматизма: инъекционные тела глубинных магматитов пикрит-базальтового, андезитового, долерит-лампрофирплагиогранитного составов; блоки разуплотненных метасоматическими процессами пород, фиксируемых сейсмотомографией, гравитационными ступенями глубинных зон, минералого-геохимическими полями, глубинными (15–220 км) разломами. Глубинными геофизическими методами фиксируется активизация верхней мантии в виде гребней, выступов в земную кору. Крупные и гигантские рудные объекты формировались на фоне длительного развития мантийно-коровых палеодиапиров под воздействием высоконагретых флюидных потоков и флюидизированных магм.

2. Развитие на глубинах батолитов, а выше – штоков, даек долерит-диабазов, долеритлампрофиров и полей площадных щелочных метасоматитов (калишпат-альбит-биотитфлогопитовых) со специализацией на Au, Ag, Pt, Pd, Te, Bi, Re и с признаками проявления глубинных палеодиапиров и термофлюидопотоков.

3. Выявление признаков фракционирования золота между твердой (кристаллит) и жидкой (расплав, рассол) фазами кристаллизующихся расплавов с К<sub>н</sub><sup>а</sup> = 1:3–21 и 1:33–114;

между твердой и флюидной фазами области субсолидуса с К<sub>н</sub><sup>Аu</sup> = 1:5,5 и 1:290 [3], между жидкой (расплав) и флюидной фазами кристаллизующихся расплавов основного и кремнекислого составов для толеитовых магм определены как 1,3:1:3 в начальной стадии кристаллизации, 2,5:1:21 в конечной, 2,5:1:114 – в остаточных флюидизированных расплавах. Этим объясняется совмещенность золотого оруденения с поздними дифференциатами гранитоидных интрузий.

4. Обнаружение среди акцессорных минералов магматитов, скарнов, К-Na метасоматитов, грейзенов, березитов-лиственитов, пропилитов, аргиллизитов, карбидов SiC, FeC<sub>3</sub>, дефицитно-сернистых соединений (троилит, пирротин) с примесями Bi, Te, As, Sb, Zn, Sn, Au, Ag, Pt, Pd, Hg, производимых высоконагретыми глубинными флюидами восстановительной обстановки минералообразования. Такие минеральные комплексы свойственны наиболее крупным рудным объектам глубинного типа [3, 4]. В золоторудных полях и месторождениях проявляется рудно-метасоматическая зональность: в вертикальном разрезе палеогидротермальных колонн: смена снизу вверх акцессорных минералов восстановительной обстановки (троилит, пирротин, Au, Ag, Zn, Sn, ортит) на окисленные (гематит, магнетит, халькопирит, сульфосоли Cu и др.).

5. Развитие ореолов повышенной золотоносности в контактовых мраморах, плагиоклаз-пироксеновых, пироксен-амфиболовых роговиках гранитоидных интрузий (Саралинское, Коммунаровское, Центральное, Ольховское, Тарданское, Синюхинское рудные поля). Здесь приконтактовые гранитоиды содержат 3–5 мг/т Au, роговики – 5,7 мг/т, мраморы – 3,6–3,8 мг/т, а вмещающие мраморы и эффузивы – 2,2–3,2 мг/т. Все это указывает на незначительный привнос благородного металла в приконтактовые зоны интрузий [3].

6. Появление признаков вертикальной зональности метасоматитов и руд с возникновением крупных рудно-метасоматических колонн: внизу площадные калишпатальбит-биотитовые или флогопитовые, пропилитовые ассоциации с бедными вкрапленными (но большеобъемными) золотыми рудами в метасоматитах с Au-W-Mo(±Os, Ir, Pt); в средней части – грейзены, березиты-листвениты с жильно-штокверковыми рудами; вверху – карбонатные листвениты или эйситы, аргиллизиты с богатыми золотом рудами Au-Ag-Te±Pd. Рудно-метасоматические колонны окружены положительными геохимическими ореолами вверху минерализованных колонн (К<sup>Au</sup> 8–190 и К<sup>эпг</sup> 13–410) и отрицательными или пониженными (К<sup>Au</sup> 0,8–0,5) – внизу.

7. Смена состава и свойств по вертикали рудно-метасоматических колонн расплавнорассольных, газожидких, жидких включений в минералах магматитов, метасоматитов, руд с признаками восстановительной обстановки минералообразования внизу (преобладают H<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, NH<sub>4</sub>) на окислительную вверху колонны (O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O).

8. Признаки взаимодействия глубинно-мантийных (магмотермофлюидодинамических) и внутрикоровых (гранитоидно-гидротермальнометасоматических) систем (фиксация контаминации коровым материалом), а также поэтапной смены мантийных расплавов – на ранних этапах источник типа PREMA (превалирующей мантии), на поздних – источник обогащенной мантии типа EMII. Кроме

того, мантийно-коровое взаимодействие фиксируется аномальными мантийными метками изотопов Sr, Nb, Pb, Ar в рудогенерирующих магматитах и Pb, S в сульфидах рудных тел. Мантийные метки проявляются и в отношении ряда редких земель и несовместимых элементов – La/Nb, La/Sm, Nb/Y, Zr/TiO<sub>2</sub> [2, 3].

Итак, формирование наиболее крупных золоторудных комплексных золотоплатиноидных месторождений происходило при активном участии глубинных металлоносных магмо-термофлюиднодинамических систем как продуктов плюмтектоники, палеодиапиризма и глубинного метасоматизма. Используя указанные геолого-геохимические показатели, нами ранее были открыты существенные концентрации платиновых металлов среди ряда золоторудных полей Сибири, Казахстана и Урала [4].

Работа выполнена при финансовой поддержки госиздания «Наука», № 1.1312.2014.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Воробьёв А.А.</u> Равновесие и преобразование видов энергии в недрах. Томск: Изд-во Томского госуниверситета, 1980. 212 с.

2. <u>Коробейников А.Ф.</u>, Гусев А.И. Факторы мантийно-корового взаимодействия в магматогенных флюидах рудогенерирующих систем // Известия ТПУ, 2009. Т. 315. № 1. С. 11–18.

3. <u>Коробейников А.Ф.</u>, Ананьев Ю.С., Гусев А.И. Мантийно-коровые рудообразующие системы, контролирующие благородные металлы. Томск: Изд-во ТПУ, 2012. 262 с.

4. <u>Коробейников А.Ф.</u> Платинометалльные месторождения мира, Т.Ш. Комплексные золото-редкометалльно-платиноидные месторождения. М.: Научный мир, 2004б. 236 с.

5. <u>Коробейников А.Ф.</u>, Черняева Е.И. Поведение золота при формировании зональных дайковых тел габбро-диабазов // Доклады АН СССР, 1987. Т. 292. № 3. С. 680–684.

6. <u>Обручев В.А.</u> Пульсационная гипотеза геотектоники // Известия АН СССР. Сер. геологическая. 1940. № 1. С. 12–29.

7. <u>Олейников Б.В.</u> Глубинные метасоматические ассоциации в интрузивном кимберлите // Отечественная геология, 1998. № 6. С. 51–54.

8. <u>Олейников О.Б.</u>, Коробейников А.Ф. Основные геохимические тенденции золота при эволюции базитовых расплавов в глубинных условиях / Вопросы рудоносности Якутии. Якутск: ИГЯФ СО АН СССР, 1974. С. 78–89.

9. <u>Усов М.А.</u> Геотектоническая теория саморазвития материи Земли // Известия АН СССР, 1940. № 1. С. 3–11.

10. <u>Шахов Ф.Н.</u> Геология контактовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1976. 132 с.

11. <u>Шахов Ф.Н.</u> Магмы и руды. Избранные статьи. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 315 с.

12. <u>Шахов Ф.Н.</u> К поискам золота в Горной Шории / Развитие идей Ф.Н. Шахова в рудной геологии и геохимии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. С. 31–42.

# МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ: ГИС-ПРОЕКТ, БАЗЫ ДАННЫХ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ПРОГНОЗНЫЕ МОДЕЛИ

#### А.В. Костин

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, Якутск, пр-т Ленина, 39

Территория Восточной Якутии характеризуется совмещением золотой, серебряной, медной и оловянной минерализации, что обусловлено различной рудопродуктивостью магматизма. Интегрирование в единый ГИС-проект пространственных и аналитических данных о гранитоидах, снимков Landsat-7 и Landsat-8, ассоциирующих проявлений полезных ископаемых и шлиховых ореолов позволяет строить поисковые модели и выбирать для заверки наиболее перспективные рудно-магматические узлы. Полученные данные позволяют прогнозировать три группы связанной с гранитоидами минерализации: 1) Аu–Cu–Mo, 2) Sn, 3) U.

ГИС, гранитоиды, золото, медь, молибден, олово, уран.

# MAGMATISM OF EAST YAKUTIA: GIS-PROEKT, DATABASES, MINERALS AND EXPECTED MODELS

#### A.V. Kostin

The territory of East Yakutia is characterized by combination of a gold, silver, copper and tin mineralization that is caused by various different productivity ore-magmatism. Integration in the uniform GIS-draft of spatial and analytical data on the granitoids, Landsat-7 and -8 images and associated manifestations of minerals and placer halos allows developing prospecting models and choose the most promising ore clusters for authentication The obtained data allow to predict three groups of the mineralization connected with granitites: 1) Au–Cu–Mo, 2) Sn, 3) U.

GIS, granitoids, gold, copper, molybdenum, tin, uranium

Роль магматизма в формировании эндогенного оруденения огромна. При этом не существует единой электронной системы учета магматических проявлений, связанных баз данных химических составов пород, ассоциирующих проявлений полезных ископаемых для Восточной Якутии. Не выработаны механизмы прогнозирования скрытых магматических тел в слабообнаженных районах, где известны россыпные проявления золота. На примере Верхоянского складчатого пояса Восточной Якутии была разработана концепция использования ГИС-технологий для типизации плутонов и оценки их рудного потенциала.

Для создания ГИС-реестра были оцифрованы плутоны с карт масштабов 1:500 000 и 1:200 000 (рис. 1а). К ним присоединена база данных химических анализов интрузивных пород (более 10 000 проб, характеризующих более 350 массивов), позволяющая интерпретировать аналитические данные вещественного состава магматических пород, рассчитывать для них различные петрохимические модули и индексы, выносить эти данные на типовые диаграммы и графики, а также создавать собственные графические зависимости и схемы распределения.



Рис. 1. Гранитоиды Восточной Якутии и их металлогеническая специализация. *a* – ГИС-кадастр гранитоидов на цифровом рельефе; *б* – диаграмма зависимости SiO<sub>2</sub> от K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O и разделительные линии для медно-молибденовых (Cu–Mo) [7], золотомедных (Au-Cu) [7], касситериткварцевых (Ks-q), касситерит-силикатных (Ks-sil) и касситерит-сульфидных (Ks-sulph) месторождений; *в* – диаграмма зависимости ASI [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO–1,67×P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O] от Agpaicity [(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>] и ограничительные линии для обогащенных U гранитоидов Австралии [9].

В атрибутивной таблице плутонов автоматически вычисляются их площади, что дает возможность оценивать степень эрозионного среза и, соответственно, их рудный потенциал. По снимкам Landsat 7 дешифрированы и добавлены в проект ассоциирующие с интрузивами поля Fe-оксидной минерализации. В ГИС-проект включены реестр рудопроявлений полезных ископаемых (около 12 000 точек), который позволяет оценивать околоинтрузивную эндогенную зональность рудных узлов и полей, и реестр находок шлихового золота с данными о пробах. Построены и присоединены к ГИС-проекту шлиховые ореолы золота, касситерита, киновари и галенита. Сделанные на их основе карты плотностей шлиховых ореолов позволяют оценить пространственную металлогеническую эволюцию рудно-магматических узлов Восточной Якутии в целом и металлогеническую специализацию отдельных интрузивов в частности.

Фоновой основой для магматических образований служат оцифрованная геологическая карта м-ба 1:500 000, цифровой рельеф, поверхность гравитационных аномалий (редукция в свободном воздухе) и поверхность аномалий магнитного поля, которая помогает выявить не вскрытые эрозионным срезом интрузивы, что существенно уточняет геометрию интрузивных рядов.

Созданная информационная система позволяет применять различные поисковые алгоритмы для оценки рудоносного потенциала плутонов. Считается, что многие месторождения благородных металлов являются производными меднопорфировой базовой формации [1, 4]. Многообразие минеральных форм проявления Au– Cu–Mo порфировых систем позволило включить в эту группу все известные Fe-оксидные-Cu–Au (IOCG) месторождения [6], первая находка которых в Восточной Якутии была сделана в 2011 г. в Реп-Юреинском рудно-магматическом узле [8].

Рассмотрим на примерах различных металлов применимость модельных построений на основе созданной ГИС.

*Медь и золото*. Для анализа потенциала интрузий на Au-Cu и Cu-Mo минерализацию использовалась модель медно-порфировых месторождений Монголии [7] в которой отношение  $K_2O/Na_2O = 0,3-0,7$  соответствует Cu-Mo, а 0,7-1,3 – Au–Cu рудно-магматическим системам (рис. 1б). Потенциально перспективные на Au-Cu оруденение интрузии относятся к высококалиевой, известково-щелочной и шошонитовой сериям. Алгоритм фильтрации плутонов основывается на запросе вида:

• для перспективных Cu-Mo плутонов:  $K_2O/Na_2O$  Between 0,3 And 0,7;

• для перспективных Си-Аи плутонов: K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O Between 0,7 And 1,3.

Средствами ГИС-анализа выделены плутоны (площадью выхода не более 5 км<sup>2</sup>), высокоперспективные на обнаружение Cu-Mo и Au-Cu минерализации: Абырабытский, Артыкский, Ахитанский, Бугдагарский, Гельдинский, Горбы, Заохренный, Карский, Кис-Кюельский, Кысылтасский, Незаметный, Поворотный, Реп-Юреинский, Светлый, Секетский, Супский, Таланнахский, Тумус-Хаинский, Холодный, Чуруктинский, Эначинский, Эндыбальский, Явтахский, Якутский.

В контурах Заохренного, Кис-Кюельского, Кысылтасского, Реп-Юреинского, Супского, Чуруктинского и Эндыбальского плутонов обнаружены различные минеральные формы проявления Au–Cu–Mo порфировых и Fe-оксидных-Cu-Au минеральных систем.

*Уран*. На примере месторождений Австралии показано [9], что U-содержащие интрузивные породы глобально важны, а их валовый состав играет важную роль в геохимическом поведении урана в магматических системах. Наибольшие его концентрации отмечены для графиков:

• ASI – U: индекс ASI Between 0,9 And 1,2;

• (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – U: агпаитовый индекс Between 0,6 And 1,0.

Анализ базы данных химических составов плутонов Восточной Якутии по предложенной модели показывает (см. рисунок, в), что здесь возможно наличие урансодержащих рудно-магматических систем.

**Олово**. На примере месторождений Восточной Якутии установлено [5], что магматическим критерием служит пространственная ассоциация касситерит-кварцевых и

касситерит-силикатных месторождений с выходами биотитовых и лейкократовых гранитов. Для касситерит-сульфидных месторождений намечается связь с менее кислыми гранитоидами. Характерная особенность оловоносных гранитоидов – резкое преобладание калия над натрием;

- Касситерит-кварцевые (Одинокое)  $K_2O/Na_2O$  Between 1,3 And 2,0;
- Касситерит-силикатные (Черпунья)  $K_2O/Na_2O$  Between 1,5 And 2,0;
- Касситерит-сульфидные (Депутатское)  $K_2O/Na_2O$  Between 1,7 And 2,0.

Интервал отношений K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O закономерно уменьшается от касситерит-кварцевых к касситерит-сульфидным месторождениям (см. рисунок, б), что может косвенно отражать глубину становления рудно-магматической системы.

#### ПЕРСПЕКТИВНЫЕ МАГМАТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ В ТЕНЕВОМ РЕЛЬЕФЕ

Малые магматогенные тела (размером первые километры), с которыми часто связана разнообразная благороднометалльная рудная минерализация, почти всегда контрастно выделяются в сглаженном рельефе среди вмещающих пород. В горных областях с резко пересеченным рельефом это свойство выражено не так явно. Перспективны изометричные и линейные размером магматогенные структуры от сотен метров до первых километров. К типичным кольцеобразным структурам относятся Кондерская (Pt), Инаглинская (Pt), Чуруктинская (Mo-Cu±W), к куполовидным – мелкие изометричные магматогенные тела Центрально-Алданского золоторудного района: сиенит-порфиры (массивы Приалданский, Угоян, Былчынг, Тигдиляннях, Соболдюн, Халынг-Мус, Дария-Дянгыта, Усть-Селигдар, Селигдар), щелочные пикробазальты (диатрема Опытная), к линейным – дайки кимберлитовых полей, образующие уступы в карбонатных породах.

На основе специфического проявления в виде затемненных изометричных пятен на картах теневого рельефа известных малых интрузий можно попытаться обнаружить новые аналогичные структуры в районах с относительно плохой обнаженностью, например, в Лено-Вилюйском междуречье, где известно множество проявлений россыпной золотоносности, но коренные источники так и не обнаружены. Анализ цифрового рельефа позволил выявить в отложениях средней юры истоков pp. Кемпендяй и Кюндяй кольцеобразную структуру, аналогичную кондерской и инаглинской, к которой приурочены находки россыпного золота с примесью платины [3]. В нижнемеловых отложениях в истоках p. Тюгене обнаружены купольные структуры диаметром 3,32 и 1,5 км [2], сопровождаемые радиальными разломами, что может соответствовать небольшим интрузивным куполам.

Таким образом, на основе созданной ГИС возможно построение геологических моделей развития территории Восточной Якутии, а также выявление новых рудопродуктивных магматических систем.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Константинов М.М.</u>, Костин А.В., Сидоров А.А. Геология месторождений серебра. Якутск. 2003. 280 с.

2. <u>Костин А.В.</u> Моделирование карты теневого рельефа Якутии средствами ГИС для прогнозирования потенциальных рудно-магматических систем // Наука и образование, 2010. № 1. С. 63–70.

3. <u>Никифорова З.С.</u>, Каженкина А.Г. Предполагаемые коренные источники Au-Pt формации Лено-Вилюйского междуречья // Материалы Всероссийской научной конференции «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений», посвященная 100-летию со дня рождения академика Н.А. Шило. Москва, 2013. С. 225.

4. <u>Сидоров А.А.</u>, Томсон И.Н. Базовые рудные формации // Тихоокеанская геология. 1987. № 5. С. 102–108.

5. <u>Флеров Б.Л.</u> Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск, Наука. 1976. 283 с.

6. <u>Corriveau L.</u> Mineral Deposits of Canada: Iron Oxide Copper-Gold Deposits: A Canadian Perspective / Goodfellow W.D. et al. Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 2007. № 5. P. 307–328.

7. <u>Gerel O.</u> Mineral resources of the western part of the Mongol-Okhotsk Foldbelt / Ishihara S. & Czamanske G.K. eds. Resource Geology Special Issue 18, 1995. P. 151–157.

# ТЕХНОГЕННЫЕ РАДИОНУКЛИДЫ В ПОЙМЕННЫХ МАКРОФИТАХ БЛИЖНЕЙ ЗОНЫ ВЛИЯНИЯ КРАСНОЯРСКОГО ГХК: ВРЕМЕННЫЕ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЙ

М.Ю. Кропачева, М.С. Мельгунов, И.В. Макарова

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

Многолетнее изучение изменения удельных активностей техногенных радионуклидов в растительных компонентах пойменного биогеоценоза ближней зоны влияния Красноярского ГХК при удалении от источника загрязнения показало неоднозначную картину. При общем уменьшении уровней радиации после остановки реакторного хозяйства ГХК на исследованных участках наблюдается резкое, но неравномерное возрастание удельных активностей <sup>137</sup>Cs и <sup>90</sup>Sr в различные годы наблюдений. Основной причиной таких изменений может являться поступление изотопов в пойменный биогеоценоз вследствие работы радиохимического производства Красноярского ГХК.

пойма Енисея, искусственные изотопы, растения

# TECHNOGENIC RADIONUCLIDES IN INUNDATED MAKROFITA OF THE NEAR ZONE OF INFLUENCE OF KRASNOYARSK GHK: TEMPORARY AND SPATIAL CHANGES OF CONTENTS

M.Yu. Kropacheva, M.S. Melgunov, I.V. Makarova

Long-term studes of specific activity of radionuclides in plant components of floodplain biogeocoenose in the Krasnoyarsk MCC near impact zone with a distance off the pollution source have showed an ambiguous picture. With a total reduction of radiation levels after shutdown of the MCC reactors, a sharp but uneven increase of <sup>137</sup>Cs and <sup>90</sup>Sr specific activities were observed on sampling sites in different years. The input of the isotopes in floodplain biogeocoenosis due to operation of radiochemical production of Krasnoyarsk MCC can be the main reason for these changes.

Yenisei floodplain, man-made isotopes, plants

Одной из наиболее интересных и важных проблем современной биогеохимии является проблема миграции и перераспределения искусственных изотопов, которые существуют в биогеоценозах менее века. Для оптимально решения этой проблемы необходимо изучение поведения искусственных изотопов в природных экосистемах, которые испытывают влияния со стороны предприятий ЯТЦ, но не подвергались экстремальным радиоактивным загрязнениям. Оптимальным вариантом такой экосистемы является пойма реки Енисей в ближней зоне влияния Красноярского горно-химического комбината (ГХК). Влияние на компоненты пойменного биогеоценоза в прошлом оказывали три реактора — два прямоточных (остановлены в 1992 году), использовавшиеся для наработки оружейного плутония, и один замкнутого цикла (остановлен в 2010 году), использовавшийся как электростанция для комбината и города Железногорска. Кроме реакторного хозяйства в состав комбината входит радиохимический завод с тремя видами хранилищ, в том числе и открытого типа, эксплуатируемый и по сей день.

Исследования радиоактивного загрязнения поймы Енисея продолжается с 1970 года. Несмотря на улучшение радиоэкологического состояния поймы реки [4, 5], существуют значительные запасы долгоживущих искусственных изотопов в донных отложениях и пойменных почвах [1, 2, 6, 7, 10, 11, 12]. Таким образом, эти изотопы, поглощаемые растениями, и могут быть извлечены из форм органичных в подвижные формы.

В ходе экспедиционных работ 2004, 2011 и 2013 годов были исследованы острова и правый берег поймы Енисея в ближней зоне влияния Красноярского ГХК (20 км ниже по течению от предполагаемой сточки сброса). Пробы верхних частей растений отбирались на косе Атамановской (в голове, в середине с левой стороны и в хвосте косы, 6 км ниже по течению от точки сброса), острове Атамановском (в голове и в хвосте, 7 км ниже по течению от точки сброса), острове Березовом (в голове, 15 км ниже по течению от точки сброса), острове Березовом (в голове, 15 км ниже по течению от точки сброса) и в заливе Балчуговской протоки (18 км ниже по течению от точки сброса). Для опробования были выбраны растения рода Осока (*Carex L.*), как наиболее типичные для всех точек отбора. Все растения произрастали на линии уреза воды, в местах, подвергающихся затоплению в паводок. Отобранные пробы промывались в дистиллированной воде для определения активностей осевшей на растениях взвеси, затем высушивались до воздушно-сухого состояния и озолялись при температуре 450 °C с постепенным набором температуры для минимизации потерь. Методы определения приведены в таблице 1.

Изотопы	Методы	Предел обнаружения	Общая ошибка метода (критерий 2σ)
<sup>90</sup> Sr	β-спектрометрия с радиохимической подготовкой с использованием радиометра РУБ-01П с низкофоновым детектором BDGB- 06P (Пятигорск, Россия)	0,1 Бк	20 %
<sup>137</sup> Cs	γ-спектрометрия с использованием колодезного HPGe полупроводникового детектора с низкофоновым криостатом EGPC 192-P21/SHF 00-30A-CLF-FA (EURISYS MEASURES, Франция) и коаксиального Ge(Li) полупроводникового детектора DGDK-100B (Дубна, Россия)	0,5–1 Бк	20 % для 40-100 Бк/кг 25–30 % для 10–40 Бк/кг 30 % для <10 Бк/кг

#### Таблица 1. Аналитические методы

Из искусственных радионуклидов, характерных для загрязнения поймы в ближней зоне Красноярского ГХК, в верхних частях растений во все года наблюдений стабильно фиксировались только <sup>137</sup>Cs и <sup>90</sup>Sr. Пространственное изменение удельных активностей этих изотопов в растениях совпадает с характером распределения этих изотопов в субстрате. Так, наибольшие удельные активности изотопов, как в верхних частях растений, так и в субстрате наблюдаются в наиболее близкой к источнику загрязнения точке — на косе Атамановской. С

удалением от источника загрязнения удельные активности в компонентах берегового биогеоценоза стабильно падают и затем вновь возрастают в заливе Балчуговской протоки, где гидрологические условия благоприятствуют аккумуляции тонких взвесей [8, 9]. Замеры на участках произрастания отобранных растений показали постоянное снижение уровней радиации. Так, если в 2004 году уровни радиации в голове косы Атамановской составляли порядка 100 мкР/ч, то в 2011 году они составили уже 75 мкР/ч и снизились до 35–40 мкР/ч в 2013 году. Подобное снижение наблюдается и для других точек отбора — в голове острова Атамановского уровни радиации снизились с 55 мкР/ч в 2004 году до 20 мкР/ч в 2013 году, а в Балчуговской протоке — с 60 мкР/ч в 2004 году до 30–35 мкР/ч в 2013 году. Несмотря на очевидное снижение техногенной нагрузки на пойменные биогеоценозы ближней зоны влияния Красноярского ГХК после остановки последнего реактора, в верхних частях осоки вопреки ожиданиям продолжают наблюдаться значительные удельные активности радиоцезия и радиостронция (табл. 2).

Таблица 2. Изменение удельных активностей <sup>137</sup>Сs и <sup>90</sup>Sr в верхних частях растений (Бк/кг на сухой вес) в 2004, 2011 и 2013 гг.

Год опробования		2004 г.	2011 г.	2013 г.
Радионуклид		<sup>137</sup> Cs		
	голова	243	4400	5650
коса Атамановская	середина	_	6520	_
	хвост	_	7400	165
A	голова	160	4900	640
о-в Атамановскии	хвост	_	_	1100
о-в Березовый		81	1230	200
Балчуговская протока		34	360	370
			<sup>90</sup> Sr	
	голова	26	1185	33
коса Атамановская	середина	_	270	_
	ХВОСТ	_	485	17
	голова	12	100	26
о-в атамановский	хвост	_	-	38
о-в Березовый		8,5	17	8,7
Балчуговская протока		1,9	12	16

В 2011 году в верхних частях растений на практически всех исследованных участках отмечено значительное повышение удельных активностей <sup>137</sup>Cs и <sup>90</sup>Sr по сравнению с предыдущими годами. В 2013 году высокие содержания радиоцезия по прежнему
сохранялись в голове косы Атамановской (ближайшей с источнику загрязнения точке), но на более отдаленных участках поймы наблюдается снижение содержаний  $^{137}$ Cs. В то же время удельные активности  $^{90}$ Sr в 2013 году снизились до практически тех же значений, что наблюдались в 2004 году.

Известно, что определенную долю в активность верхних частей растений может привносить активность взвесей, осевших на поверхности растений во время паводков, когда значительные части островов и берегов поймы подвергаются затоплению [3]. Нами были проанализированы смывы твердой фракции взвеси с растений с косы Атамановской. Измерения показали, что в общей активности в верхних частях растений доля, приходящаяся на взвесь, может достигать 8 % для <sup>137</sup>Cs и 23 % для <sup>90</sup>Sr. Таким образом, на фоне общего снижения уровней радиации на исследованных участках сохранение и даже увеличение уровней удельных активностей в верхних частях растений можно объяснить осаждением на растениях связанных форм в виде взвесей, которое происходит во время паводковых явлений в пойме, а также поглощением растениями растворенных форм изотопов. Основной причиной таких вариаций удельных активностей в верхних частях растений может являться поступление изотопов в пойменный биогеоценоз вследствие работы радиохимического производства Красноярского ГХК.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ 14-05-00139 и 14-05-0155.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Болсуновский А.Я.</u>, Атурова В.П., Бургер М. и др. Радиоактивное загрязнение территории населенных пунктов Красноярского края в регионе размещения горнохимического комбината // Радиохимия, 1999. Т. 41. № 6. С. 563–568.

2. <u>Бондарева Л.Г.</u>, Болсуновский А.Я. Изучение форм нахождения техногенных радионуклидов <sup>60</sup>Co, <sup>137</sup>Cs, <sup>152</sup>Eu и <sup>241</sup>Am в донных отложениях р. Енисей // Радиохимия, 2008. Т. 50. № 5. С. 475–480.

3. <u>Зотина Т.А.</u> Распределение техногенных радионуклидов в биомассе макрофитов реки Енисей // Радиационная биология. Радиоэкология, 2009. Т. 49. № 6. С. 729–737

4. <u>Носов А.В.</u>, Ашанин М.В., Иванов А.Б. и др. Радиоактивное загрязнение р. Енисей, обусловленное сбросами Красноярского горно-химического комбината // Атомная энергия, 1993. Т. 74. № 2. С. 144–150

5. <u>Носов А.В.</u>, Мартынова А.М. Анализ радиационной обстановки на р.Енисей после снятия с эксплуатации прямоточных реакторов Красноярского ГХК // Атомная энергия, 1996. Т. 81. № 3. С. 226–232.

6. <u>Сухоруков Ф.В.</u>, Дегерменджи А.Г., Белолипецкий В.М. и др. Закономерности распределения и миграции радионуклидов в долине реки Енисей. Под ред. Шабанова В.Ф., Дегерменджи А.Г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2004. 286 с.

7. <u>Bolsunovsky A.</u>, Zotina T., Bondareva L. Accumulation and release of <sup>241</sup>Am by a macrophyte of the Yenisei River (Elodea canadensis) // Journal of Environmental Radioactivity,

2005. V. 82. P. 33-46.

8. <u>Kropacheva M.Yu.</u>, Chuguevsky A.V., Melgunov M.S. et al. Behavior of <sup>137</sup>Cs in the soilrhizosphere-plant system the Yenisei River floodplain // Contemporary Problems Of Ecology, 2011. V. 4. Issue 5. P. 528–534.

9. <u>Kropacheva M.</u>, Melgunov M., Makarova I. Radiocesium and radiostrontium in alluvial soil and riverside plants rhizosphere (near impact zone of Krasnoyarsk MCC) // Central Europian Geology, 2013. V. 56. Issue 2-3. P. 153–159.

10. <u>Linnik V.G.</u>, Brown J.E., Dowdall M. et al. Patterns and inventories of radioactive contamination of island sites of the Yenisey River, Russia // Journal of Environmental Radioactivity, 2006. V. 87. P. 188–208.

11. <u>Linnik V.G.</u>, Korobova E.M., Brown J. et al. Investigation of radionuclides in the Yenisey River floodplain systems: Relation of the topsoil radionuclide contamination to landscape features // Journal of Geochemical Exploration, 2014. V. 142. P. 60–68.

12. <u>Vakulovsky S. M.</u>, Kryshev I.I., Nikitin A. I. et al. Radioactive Contamination of the Yenisei River // Journal of Environmental Radioactivity, 1995. V. 29. Issue 3. P. 225–236.

#### УДК 553.411(571.61)

#### ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПРИАМУРЬЯ

#### В.Г. Крюков

Институт горного дела ДВО РАН 680000, г. Хабаровск, ул. Тургенева, 51, Россия

В последние годы существенная роль в эндогенном образовании золоторудных месторождений южной части Дальнего Востока России отводится плюмовому магматизму. Автором, в дополнение к существующим представлениям о плюмовом магматизме и оруденении, предлагается учитывать проявленность региональных и локальных безрудных, а также рудовмещающих специфичных метасоматитов (биотититы, углеродистые образования и актинолититы), наличие флюидно-эксплозивных брекчий (флюидолитов), состав руд и наличие индикаторных элементов. Рассматриваются как собственно золоторудные, так и комплексные объекты, а также месторождения, в которых золото представляет примесь. Делается вывод о высоких перспективах комплексных с золотом объектов.

Приамурье, плюмовый магматизм, флюидолиты, золотое оруденение, индикаторные элементы и минералы, метасоматиты

## PLUME MAGMATISM AND ORE-GRADE GOLD IN PRIAMURJE V.G. Kryukov

In recent years plume magmatism is found to play a significant role in the endogenous formation of gold deposits in the southern part of the Russian Far East. Besides the existing knowledge on plume magmatism and mineralization the author is proposed to take into account the expression of specific metasomatites (biotitites, carbon formations and aktinolitites), the presence of fluid-explosive breccias (flyuidolites), ore composition and the availability of indicator elements. Gold proper and complex deposits are investigated. It is concluded that complex objects with gold are of high prospects.

*Amur region, plume magmatism, flyuidolites, gold deposits, indicator elements and minerals, metasomatites* 

В последние годы существенная роль в эндогенном образовании золоторудных месторождений южной части Дальнего Востока России отводится плюмовому магматизму [1, 2, 5]. Особенно четко эта позиция отражена в монографии специалистов Института тектоники и геофизики ДВО РАН [2], которые выделяют два ареала плюмовых магматитов палеозойского и мезозойского возрастов, ответственных за рудообразование. Пространственно они располагаются в северо-западной части Цзямусы-Буреинского древнего микроконтинента. Географически ареалы занимают бассейн реки Буреи, истоков реки Нимелен, нижнего течения реки Амур. Месторождения золота приурочиваются к окраинным частям ареалов.

Цель исследования заключается в формировании представления о генезисе и масштабах золотого оруденения в зависимости от геодинамических условий, включая проявленность плюмовых процессов.

Современные представления о связи золотого оруденения с плюмовым магматизмом, к сожалению, базируются только на особенностях пространственной совмещенности

магматитов и рудных объектов, а также на физических параметрах пород. Из анализа выпадает важнейшее звено – метасоматиты, те образования, роль которых в генезисе неоднократно подчеркивалась Ф.Н. Шаховым [6, 7]. Кроме того, для формирования генетических представлений необходимо учитывать особенности взаимоотношений золотой минерализации с оруденением других металлов.

Автором изучались метасоматиты, предшествующие и сопровождающие рудную минерализацию непосредственно по объектам, а также по шлифам к картам М 1:200 000 и 1:50 000. По соотношению с магматитами выделяются до-, син- и постинтрузивные метасоматиты (табл. 1).

Локализация благороднометалльной минерализации связывается с палеозойским, мезозойским и мезозой-кайнозойским тектономагматическими этапами. При этом мезозойский период является наиболее продуктивным. В древних комплексах золоторудные ассоциации устанавливаются в рудах других металлов. Золотые оруденения мезозойского и мезозойско-кайнозойского возрастов образуют как самостоятельные, так и комплексные месторождения, либо присутствуют в рудах других металлов в форме примесей.

Существующие представления о приуроченности золотого оруденения к палеозойским и мезозойским плюмам, а именно к ареалам магматитов внутриплитного, коллизионного происхождения и активных окраин требуют определенной корректировки [2]. В дополнение к существующим представлениям о проявленности плюмов [2, 5] автор считает необходимым отметить размеры и строение ареалов магматитов и метасоматитов, развитие флюидно-эксплозивных брекчий (флюидолитов), проявленность кварцево-жильных гидротермалитов с графитом, углеродистых и актинолитовых метасоматитов, часто с целочными амфиболами и пироксенами, наличие месторождений порфирового типа и индикаторных элементов (ртуть, кобальт, никель, а также платина, платиноиды, уран, торий, калий).

С палеозойским периодом связано внедрение магматитов гранит-щелочногранитовой ассоциации, образование микроклинизированных и альбитизированных пород, углеродистых метасоматитов, а также кварцевожильных гидротермалитов с графитом, амфибол-эпидотполевошпатовых пород. грейзенов. скарнов, пегматитов, формирующих плюм субмеридиональной ориентировки. При этом региональные метасоматиты образуются в Локальные рудовмещающие метасоматиты условиях сводовых структур. своим субмеридиональным происхождением обязаны И субширотным структурам. Благороднометалльная минерализация накладывается на слабо метаморфизованные осадочные железорудные тела венд-кембрийского возраста.

Метасоматиты							
Безрудные (региональные и локальные)	Рудовмещающие (локальные)						
Megor	зой-кайнозой						
Вторичные кварциты	Аргиллизиты						
Кварц-гидрослюдистые	Березиты (кварц-серицитовые)						
	Хлорититы						
	Турмалиниты						
Пропилиты	Актинолититы						
	Кварцевожильные, графитсодержащие						
	Углеродистые метасоматиты						
	Грейзены субвулканические						
	Альбититы субвулканические						
Скарны марганцовистые	Кварц-ортоклаз-сидерофиллитовые						
Гранитоподобные (метаграниты)							
Диоритоподобные (в т.ч. монцонитоиды)							
Габбро-монцодиорит-и	целочногранитовая ассоциация						
]	Мезозой						
	Грейзены гипабиссальные						
	Альбититы гипабиссальные						
Автометасоматические грейзены	Грейзены мезоабиссальные						
*	Скарны известковистые						
Биотититы	Пегматиты						
Гранит-лейког	ранитовая ассоииация						
Кварц-гидрослюдистые							
1 ( ) 1 ( )	Березиты						
Пропилиты	Кварц-серицит-хлоритовые						
L	Грейзены субвулканические						
Биотититы	Грейзены гипабиссальные						
Габбро-диорит-пла	гиогранитовая ассоииаиия						
Позл	ний палеозой						
	Кварцевожильные, графитсолержащие						
Углеролистые метасоматиты	Амфибол-эпилот-полевошпатовые						
	Грейзены мезоабиссальные						
	Грейзены абиссальные						
	Скарны						
	Пегматиты						
Микроклинизированные поролы	nonwannbi						
Альбитизированные породы							
Годинт-шелонис							
Гринит-щелочно Ранний папеоа	ой протерогой архей						
	Пиафторити						
	Скарин						
	Пегматити						
	планны						
Темерие констраниты							
и сневые мигматиты							
или матизированные породы							
диафторированные породы							
I ранито-гнейсовая ассоциация							

# Таблица 1. Метасоматиты Приамурья [4, с дополнениями]

В рамках Южно-Хинганского, Кимканского, Сутарского рудных полей обособляются участки с проявлением различных метасоматитов, объединяемых в формацию углеродистых метасоматитов. Вмещающие известняки и сланцы в результате магнезиального метасоматоза и окремнения переходят в кварц-доломитовые образования. Метасоматоз обусловлен флюидными процессами и сопровождается формированием флюидолитов и брекчий обрушения. Железорудные с марганцем горизонты преобразуются в гематит-магнетит-родохрозитовые и гематит-браунитовые руды. В лежачем и висячем боках обособляются тела флюидолитов пирит-мельниковитовые скопления в графитизированных породах. Своеобразны флюидно-эксплозивные брекчии, содержащие обломки слоистых магнетитовых руд, известняков, доломитизированных известняков, различных сланцев на «пепловом» цементе. На отмеченные ассоциации накладывается золотая, платиновая и платиноидная минерализация. Количественно благородные металлы составляют от сотых долей грамма до 1-2 г/т [3].

Наибольшее разнообразие метасоматитов свойственно мезозойскому периоду. Среди безрудных выявлены гранито-И диоритоподобные породы, пропилиты, автометасоматические грейзены, вторичные кварциты, кварц-гидрослюдистые, фельдшпатофиры, биотититы, углеродистые метасоматиты. Рудовмещающие образования представлены аргиллизитами, березитами, хлорититами, турмалинитами, актинолититами, грейзенами, кварцевожильными графитсодержащими образованиями, альбититами, скарнами, пегматитами. Достаточно широк спектр рудных минералов золота, серебра, цветных и редких металлов. Положение рудовмещающих гидротермалитов в основном контролируется субширотными и субмеридиональными тектоническими зонами. Вместе с тем, как региональные безрудные, так и рудовмещающие метасоматиты формируются в сводовых структурах, образуя зонально построенные ареалы магматитов, метасоматитов и руд. Концентраторами являются батолиты субщелочных лейкократовых литий-фтористых гранитов. В промежуточной зоне картируются тела гранитоидов, умеренно меланократовых метасоматитов. По периферии развиты монцонитоиды с меланократовыми метасоматитами.

Региональные и рудовмещающие метасоматиты характеризуются закономерным размещением в пространстве. Скарны и скарноподобные породы, биотититы, пропилиты, как правило, подчеркивают положительные тектонические структуры – сводово-блоковые купола, инъективно-купольные сооружения, горсты. Кварц-гидрослюдистые образования, метасоматиты натриевого профиля (альбититы, щелочные метасоматиты) характерны для отрицательных тектонических структур – грабенов, впадин и т.д. Рудовмещающие метасоматиты развиваются в пределах интрузивно- или вулканотектонических построек, причем в ареале, обычно устанавливается 2–4 метасоматические формации одного генетического ряда.

Собственно золоторудные месторождения локализуются либо в, так называемых, черносланцевых толщах (Маломырское, Токурское, Харгинское, Албынское), либо в зеленосланцевых комплексах (Софийские и Кербинские объекты), либо в умеренно кислых или кислых по составу эффузивах или гранитоидах (Нони, Прогнозное, Ерик). Тем не менее,

они имеют общие особенности: приуроченность к монцонитоидам, развитие углеродистых метасоматитов, наличие флюидолитов, отражающих флюидно-эксплозивный механизм формирования, присутствие платины и платиноидов, ртути, кобальта и никеля, элементы порфировой системы. Первые две группы объектов контролируются субширотными разломами, третья – субмеридиональными структурами.

Комплексные месторождения, представленные в основном порфировыми объектами, имели в определенной мере чисто теоретический интерес. Внимание к ним возросло в связи с положительными результатами геологоразведочных работ на Малмыжском золотомеднопорфировом месторождении в Хабаровском крае (запасы категории C<sub>2</sub> по золоту составляют 240 т, по меди – 5,7 млн т.). Рудопроявления, подобные этому месторождению, пользуются достаточно широкой распространенностью. На размещение таких объектов сказывается роль структур субширотной ориентировки. Помимо этого следует подчеркнуть их связь с монцонитоидными магматитами. В составе новообразований устанавливается и практически весь спектр индикаторных элементов.

Мезозой-кайнозойский этап тектоно-магматической деятельности проявился на территории Нижнего Приамурья. Собственно золоторудные и объекты с комплексным оруденением образуют ареал субмеридиональной ориентировки размерами 400 x 250 километров. Помимо известного Многовершинного месторождения, в последние годы подготовлено еще одно крупное по запасам месторождение Албазино (112 т), а также ряд средних по запасам объектов Белая Гора, Делькен, Дяппе, Кутын и др. В структурном плане автором выделяется два свода Нижнеамурский и Тумнинский, разделенных субширотным Эворон-Удыльским разломом, представляющим систему горстов и грабенов.

В сводах концентрами являются тела гранитоидов пестрого состава, включая монцонитоиды, например, Большеулский массив в Нижнеамурском своде. В промежуточной и периферийной зонах отмечаются штоки и дайки интрузивных пород основного и среднего составов. Для сводов характерны площадные и локальные безрудные пропилиты и вторичные кварциты. Рудовмещающие образования представлены березитами (кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами нередко с минералами углерода) и аргиллизитами. Общими особенностями месторождений является проявленность монцонитоидов, флюидолитов, умеренная сульфидность руд, наличие минералов углерода, ртути, платины и платиноидов.

Эворон-Удыльская зона отличается от прилегающих сводов, более пестрым составом гранитоидов, рудовмещающих и безрудных метасоматитов, наличием собственно золоторудных месторождений и комплексных порфировых объектов, большими глубинами формирования оруденения. Специфично площадное развитие пиритизации. Для этой структуры свойственно наличие нескольких концентров. При этом они приурочиваются к северному и южному обрамлению зоны.

Таким образом, в южной части Дальнего Востока России устанавливаются региональные плюмы, соответствующие палеозойскому, мезозойскому, а также мезозой-

кайнозойскому возрастным уровням. С развитием плюмов связывается проявленность щелочного магматизма с калиевым уклоном, флюидолитов, специфичных углеродистых метасоматитов и золотого оруденения. Существенную роль в размещении рудных объектов играют зонально построенные магматические ареалы с батолитовыми ядрами литийфтористых гранитов. Перспективы связываются со слабо изученными объектами комплексных руд порфирового, актинолититового типов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Горячев Н.А.</u> Благороднометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 2. С. 323–332.

2. <u>Диденко А.Н.</u>, Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. Диденко А.Н., Малышев Ю.Ф., Саксин. Б.Г. Владивосток: Дальнаука. 2010. 332 с.

3. <u>Жирнов А.М.</u>, Горошко, М.В., Моисеенко Н.В. Южно-Хинганский золотожеелзорудный гигант в протерозойском грабене Буреинского кратона (Дальний Восток России) // Вестник СВ НЦ ДВО РАН, 2012. № 2. С. 2–10.

4. <u>Крюков В.Г.</u> Метасоматиты в металлогеническом анализе Приамурья. Сб. Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в восточно-азиатских вулканических поясах СССР. М.: Наука, 1990. С. 184–199.

5. <u>Кузьмин М.И.</u>, Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.

6. Шахов Ф.Н. Геология жильных месторождений. М.: Наука. 1964. 244 с.

7. <u>Шахов Ф.Н.</u> Геология контактовых месторождений / Отв. ред. Щербаков Ю.Г. Новосибирск: Наука. 1976. 133 с.

# ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛДАН-МААДЫРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (ЗАПАДНАЯ ТУВА)

#### Р.В. Кужугет, В.И. Лебедев

*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, 667007, Республика Тыва, Кызыл, ул. Интернациональная 117а, Россия* 

В статье рассмотрена формационная принадлежность и минеральные типы месторождений Алдан-Маадырского золоторудного узла. Авторами статьи установлено, что золоторудные месторождения данного рудного узла относятся к золото-теллуридному (Au–Ag–Te) типу, связанному с вулкано-плутоническими магматическими комплексами. Различия в составе руд исследованных месторождений обусловлены латеральной и вертикальной минеральной зональностью.

самородное золото, теллуриды, селениды, минеральные типы, золото-кварцевое оруденение, Тува

# FORMATION BELONGING AND MINERAL TYPES OF THE GOLD-QUARTZ DEPOSITS OF ALDAN-MAADYR GOLD-ORE CLUSTER (WESTERN TUVA) R.V. Kuzhuget, V.I. Lebedev

The paper considers the formation belonging and mineral types of Aldan-Maadyr gold-ore cluster deposits. It has been established that the gold-ore deposits of the mentioned ore cluster are refer to gold-telluride (Au-Ag-Te) type associated with volcanic-plutonic magmatic complexes. Differences in the ore composition of the investigated deposits are due to lateral and vertical mineral zonation.

native gold, tellurides, selenides, mineral types, gold-quartz deposit, Tuva

#### введение

Расшифровка генезиса и условий образования золоторудных месторождений является одним из фундаментальных направлений современной геологической науки. Без современной описательной и генетической минералогии невозможно, в частности, воспроизведение реальных условий образования месторождений золотых руд, которые, в свою очередь, являются научной основой для их поисков, разведки и рациональной отработки.

В Туве одним из перспективных рудных узлов на коренное золото является Алдан-Маадырский золоторудный узел (АМЗУ), который расположен на левобережье р. Хемчик в области развития V–Є метатерригенных комплексов Западного Саяна, V– $C_1$  океанических офиолитов фундамента Хемчикско-Куртушибинской пред дуговой зоны, O–S молласы Хемчикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба и D комплексов Тувинского рифтогенного прогиба. АМЗУ вытянут с запада на восток на 60 км при ширине 15 км. Рудные объекты сосредоточены в субширотной полосе размерами 45 × (5–7) км. Размещение золотого оруденения в пределах узла определяется, главным образом, структурнотектоническим и магматическим факторами и контролируется разломами, оперяющими Хемчикско-Куртушибинский (Саяно-Тувинский) глубинный разлом. Оно приурочено, в частности, к диагонально примыкающим к нему узким линейным антиклиналям и горстантиклиналям субширотного простирания и секущим их разрывным нарушениям той же ориентировки. Ядра линейных антиклиналей и горст-антиклиналей сложены офиолитами меланж-олистостромовой ассоциации  $V - \epsilon_1$ (известняками И интенсивно лиственитизированными серпентинитами, высоко титанистыми базальтами, габброидами, песчаниками), а крылья – ордовикскими конгломератами, алевролитами и песчаниками [5, 12]. В пределах АМЗУ выделяются золото-кварцевые месторождения и ряд рудопроявлений Аи. Наиболее крупными из них являются Улуг-Саирское месторождение в конгломератах и Хаак-Саирское – в лиственитах. Прогнозные ресурсы Аи на Хаак-Саирском месторождении [8] категории Р<sub>2</sub> оцениваются в 18 т до глубины 200 м при среднем содержании Au 2 г/т; Улуг-Саирского месторождения вместе с Арысканским рудопроявлением – в 20 т. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub> по АМЗУ в целом оцениваются в 80 т Аи.

Хаак-Саирское месторождение представлено 5-ю участками развития золотокварцевых жил на площади  $2 \times 8$  км среди лиственитов, офиолитов (V– $C_1$ ) и конгломератов, алевролитов и песчаников (O). Большую часть его площади занимают мусковит-парагониткварц-карбонатные (зелёные) и типичные кварц-карбонатные (серые) листвениты по офиолитам. Оруденение локализовано в жилах халцедоновидного и тонкозернистого кварца, приуроченных к центральным частям линейных тел лиственитов. Рудные тела Улуг-Саирского месторождения развиты на площади  $1 \times 4$  км. Золоторудная минерализация здесь чаще всего наложена на кварц-турмалиновые метасоматиты. Золотоносны кварцевые жилы и кварцево-жильные зоны, локализованные в конгломератах и алевролитах, реже в сланцах.

#### МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АМЗУ

Исследованные месторождения (Хаак-Саир, Улуг-Саир) характеризуются: 1) малосульфидным типом оруденения (до 5 %); 2) полистадийным отложением золотой минерализации; 3) значительными вариациями Ag/Au – от 0,12 до 67 для Хаак-Саира, от 0,10 до 19, реже до 60 для Улуг-Саира; 4) развитием теллуридов, селенидов, селенотеллуридов; 5) устойчивостью геохимических характеристик от ранних продуктивных стадий к поздним, вне зависимости от различий в минеральном составе; 6) наличием сложно-зональных золотин; 7) широкими вариациями пробности самородного Au – от 619 до 957 ‰ в хааксаирских рудах и от 615 до 967 ‰ в улугсаирских; 8) примесями в блёклых рудах: Те (до 0,57 мас.%) и Bi (до 1,55 мас.%) на Хаак-Саире; Te (до 1,58 мас.%) и Se (до 0,62 мас.%) на Улуг-Саире; 9) резко выраженной осцилляционной зональностью для некоторых кристаллов блёклых руд Хаак-Саирского месторождения (рис. 1).

По опубликованным данным [21, 16], минералы группы блёклых руд с осцилляционной зональностью характерны для вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождений Au. Содержание Bi в блёклых рудах плутоногенных месторождений Au составляет не менее 0,4 мас.%, Te – <0,12 мас.% [27]. Колорадоит (HgTe) является типоморфным минералом вулканогенных гидротермальных золоторудных и

золотосодержащих месторождений вулканогенных гидротермальных золоторудных и золотосодержащих месторождений от колчеданных до убогосульфидных [25].



Рис. 1. Зональные блёклые руды Хаак-Саирского месторождения. Светлые зоны – сурьмянистые фазы, серые зоны – мышьяковистые фазы.

Соответственно, золоторудные месторождения АМЗУ характеризуются весьма своеобразным минеральным составом руд и полихронностью их образования, что выражается в последовательном формировании различных типов золотой минерализации. Хаак-Саирскому и Улуг-Саирскому месторождениям присущи некоторые черты вулканогенно-гидротермальных золоторудных объектов. Многие исследователи [22, 10, 23 и др.] месторождения золота такого генезиса относят к вулканогенно-плутоногенной гидротермальной золоторудной формации. Одни месторождения данной формации – Куранах, Лебединое (Алдан) по особенностям состава близки к вулканогенным – с селенидно-теллуридной минерализацией, с теллуросодержащими блёклыми рудами, колуситом (Cu<sub>12</sub>V(Sb,As,Sn)<sub>3</sub>S<sub>16</sub>), аурипигментом, киноварью [15, 23]. Другие (Дарасун и др.) имеют промежуточные характеристики [17, 11, 23]. На тех и других проявлена отчётливая латеральная и вертикальная минеральная зональность.

По минералого-геохимическим критериям типизации месторождений, изученные объекты АМЗУ можно отнести к золото-теллуридному (Au-Ag-Te) типу, связанному с вулканоплутоническими магматическими комплексами. Типовыми объектами золототеллуридного типа вулканоплутонических поясов и районов являются месторождения Крипл Крик, Калгурли, Кочбулак и др. [9, 7, 3]. Для месторождений этого типа характерны их тесная пространственная связь со щелочным магматизмом, Au-Ag-Te специализация руд и широкие вариации Ag/Au- 500÷1000, чаще 60÷100. Формирование руд месторождений золото-теллуридного типа может происходить не только в эпитермальных, но и в мезотермальных условиях при давлениях > 1,5 кбар [29]. Ряд исследователей [32, 35, 7 и др.] месторождения этого типа относят к А-типу (alcaline-Au-Te type) в классе эпитермальных месторождений, связанных с вулканоплутоническими комплексами. В качестве примера приводятся месторождения Агинское, Крипл Крик, Калгурли и Кочбулак. А.А. Сидоров и А.В. Волков [20] эти объекты относят к золото-серебро-теллуридному минеральному типу. В одних систематиках месторождения золото-теллуридного (минерального) типа относятся только к вулканогенным рудным формациям [26, 28], в

других – к вулканогенным и плутоногенным [18], в третьих – к тем и другим, а также к вулканогенно-плутоногенным [9, 22, 23, 7].

Формирование рудных тел Хаак-Саирского и Улуг-Саирского месторождения происходило в течение ряда этапов. На первом этапе возникла кварц-турмалиновая формация с фторапатитом и W-содержащим рутилом. Высокотемпературная кварцтурмалиновая формация (кварц-турмалиновые метасоматиты и кварц-турмалиновые жилы) генетически связана с малыми интрузиями гранодиорит- и тоналит-порфиров I фазы баянкольского комплекса (D<sub>2-3</sub>), что установлено в рудном поле Хаак-Саирского месторождения [19]. На втором этапе сформировались метасоматиты березитлиственитовой формации и сопряжённые с ней кварц-пиритовые жилы с шеелитом. Завершился этап внедрением предзолоторудных даек микродиоритов и диорит-порфиров III фазы баянкольского комплекса (D<sub>2-3</sub>). *На 3-м, продуктивном* этапе произошло последовательное отложение различных типов золотой минерализации. На 4-м, постпродуктивном этапе образовались турмалин-кварцевые, карбонат-кварцевые и хлоритгематит-кварцевые прожилки, секущие все более ранние минеральные парагенезисы.

По опубликованным данным [4, 19] и собственным наблюдениям <u>на Хаак-Саирском</u> <u>месторождении</u> установлены три продуктивные стадии (выделенные далее жирным стадии, минеральные ассоциации и минералы описаны впервые):

1) золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевая (с ней связано ~ 65 % Au месторождения) представлена кварцем, Fe-тетраэдритом, Fe-теннантит-тетраэдритом, галенитом, халькопиритом, **Ag-тетраэдритом**, **Zn-тетраэдритом**, аргентотетраэдритом, аргентотеннантит-тетраэдритом, Fe-теннантитом, борнитом, золотом, электрумом, Cu-содержащим золотом, арсенопиритом, герсдорфитом, Fe-Co-герсдорфитом, бурнонитом (CuPbSbS<sub>3</sub>), сфалеритом, гесситом, акантитом, ялпаитом (Ag<sub>3</sub>CuSi);

2) золото-ртуписто-кварцевая (~ 30 % Au) – кварц, золото, ртутистый электрум, ртутистый кюстелит, Нg-содержащее золото, ртутистое золото, Au-содержащее ртутистое серебро;

3) золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевая (~ 5 % Au) – кварц, борнит, герсдорфит, Zn-тетраэдрит, Te-содержащий тетраэдрит, Se-имитерит (Ag<sub>2</sub>Hg(S,Se)<sub>2</sub>), Se-киноварь, неограниченные твёрдые растворы минералов ряда галенит-клаусталит (PbSe), тиманнит (HgSe), науманнит (Ag<sub>2</sub>Se), S-науманнит, Te-, Hg-содержащие разновидности науманнита, фишессерит (Ag<sub>3</sub>AuSe<sub>2</sub>), золото, ртутистое золото, ртутистый электрум, колорадоит (HgTe), гессит и т.д.

В коре выветривания развиты халькозин, ковеллин, малахит, азурит, гематит, гётит, штромейерит (**PbSO**<sub>4</sub>). гидрогётит. (CuAgS), англезит церуссит, линарит (PbCu[SO<sub>4</sub>](OH)<sub>2</sub>), ромеит ((Ca,Fe,Mn,Na) Sb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>·(O,OH,F)), гидроромеит, трипугиит триппкеит (CuAs<sub>2</sub>O<sub>4</sub>), конихальцит  $(CuCa[AsO_4](OH)),$ (FeSbO<sub>4</sub>), брошантит (Cu[SO<sub>4</sub>](OH)<sub>6</sub>), скородит, акантит, серебро, золото, атакамит (Cu<sub>2</sub>CI(OH)<sub>3</sub>), иодиды – иодаргирит (AgI), минералы ряда маршит((Ag,Cu)I)-майерсит(CuI), мошелит (Hg<sub>2</sub>I<sub>2</sub>), хлориды – бромистый хлорагирит (Ag(Cl,Br)), Br-, І-содержащий хлораргирит

## (Ag(Cl,Br,I)), бромиды – Cl, I-содержащий бромаргирит (Ag(Br,Cl,I)), I, Clсодержащий бромаргирит (Ag(Br,I,Cl)), I-содержащий бромаргирит (Ag(Br,I)).

На Улуг-Саирском месторождении выявлены три продуктивные стадии:

1) *золото-сульфидно-кварцевая* (~ 70 % Аи на месторождении) – кварц, халькопирит, пирит, золото, **электрум**, галенит;

2) *золото-пирит-халькопирит-кварцевая* (~ 20 % Au) – кварц, пирит, халькопирит, золото, **электрум**;

3) золото-теллуридно-сульфидно-кварцевая (~ 15 % Au) – кварц, хлорит, мусковит, халькопирит, **Fe-teннaнtut**, **Cu-teннaнtut**, **Te-**, **Se-**, **Hg-содержащий теннанtut**, золото, галенит, **Se-содержащий галенит**, **петцит** (Ag<sub>3</sub>AuTe<sub>2</sub>), гессит (Ag<sub>2</sub>Te), Pb-, Se-содержащий гессит, фишессерит (Ag<sub>3</sub>AuSe<sub>2</sub>), Pb-, Te-содержащий фишессерит, кавацулит (Bi<sub>2</sub>Te<sub>2</sub>Se), Se-волынскит (AgBi(Te,Se)<sub>2</sub>), виттихенит (Cu<sub>3</sub>BiS<sub>3</sub>) и борнит.

В коре выветривания развиты малахит, азурит, гётит, ковеллин, халькозин, бисмит (Bi<sub>2</sub>O), куприт, самородная медь, англезит, церуссит и другие минералы.

Руды Хаак-Саирского месторождения формировались в условиях гипабиссальной фации глубинности при Р ~ 0,5 кбар (~ 1,5 км) и температурах 290-135 °C (золотосульфосольно-сульфидно-кварцевая стадия – 290–220 °С, золото-ртутисто-кварцевая – 220-160 °C, золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевая – 226-135 °C) [33, 12]; Улуг-Саирского месторождения – в условиях гип-мезобиссальной фации глубинности при Р ~0,9-1,0 кбар (~2,7-3,0 км) и температурах 360-145 °С (золото-сульфидно-кварцевая стадия – 360–250 °C, золото-пирит-халькопирит-кварцевая – 300–165 °C, золототеллуридно-сульфидно-кварцевая – 280–145 °C) [2, 13]. Формирование продуктивных минеральных ассоциаций этих месторождений происходило на фоне снижения температур вариациях фугитивности O<sub>2</sub>, S, Se и Te. Особое влияние на процессы И минералообразования руд оказывала активность S, Hg, Te и Se. При повышенной активности Те и Se в растворах формировалось высокопробное золото, поскольку серебро связывалось в теллуриды и/или селениды. Очевидно, большая часть Ад связана с Те, т.к. степень химической активности Bi и Ag с Te выше, чем у Au. Этим объясняется наименьший разброс пробности самородного золота поздних продуктивных стадий месторождений по сравнению с другими продуктивных стадиями (рис. 2).

В гидротермальных месторождениях золота АМЗУ проявлена латеральная зональность по составу рудовмещающей среды: породы кремнекислого и среднего состава замещены березитами, а породы базитового и гипербазитового – лиственитами. Рудные тела Хаак-Саирского месторождения среди лиственитов обогащены минералами Сu (в т.ч. блёклыми рудами), Cr-содержащими минералами (турмалином Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 1,04 мас. %, слюдами ряда мусковит–парагонит Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 0,80 мас. %), по натриевым базальтам образовались листвениты с парагонитом. В рудах также отмечается сульфоарсенид никеля (герсдорфит, Fe-Co-герсдорфит с содержанием Со до 7 мас. %) и Cu-содержащее золото, что характерно для месторождений в гипербазитах. На Улуг-Саирском месторождении, локализованном среди ордовикских осадочных образований, развиты березиты и березитизированные

породы, заместившие кварцевые песчаники и алевролиты. Сульфоарсенид никеля и Сгсодержащие минералы в улугсаирских рудах отсутствуют.



Рис. 2. Вариации пробности минералов Au и Ag первой (1), второй (2) и третьей (3) продуктивных стадий.

(а) — Хаак-Саирского месторождения, (б) — Улуг-Саирского месторождения.

Здесь также чётко проявлена и минеральная зональность по фациям глубинности формирования руд. Для Хаак-Саирского месторождения гипабиссальной фации глубинности (Р ~ 0,5 кбар) характерны минералы систем Au–Ag (486–957 ‰) и Au–Ag–Hg (19–912 ‰, Hg – до 22 мас.%), блёклые руды богатые Ag (до 50 мас.%), селениды (HgSe, PbSe, Ag<sub>2</sub>Se и Ag<sub>3</sub>AuSe<sub>2</sub>) и менее теллуриды (HgTe, Ag<sub>2</sub>Te), Для Улуг-Саирского гипмезоабиссального месторождения (Р ~ 0,9–1,0 кбар) – минералы ряда Au–Ag (615–967 ‰), теллуриды (Ag<sub>2</sub>Te, Ag<sub>3</sub>AuTe<sub>2</sub>), селениды (Ag<sub>3</sub>AuSe<sub>2</sub> и др.), селенотеллуриды Ag, Bi и Te-, Se-содержащие минералы. С зональностью по фациям глубинности коррелируют особенности самородного золота.

В улугсаирских рудах развиты разнообразные теллуриды и селенотеллуриды, в то время как в рудах менее глубинного Хаак-Саирского месторождения развиты разнообразные селениды. Минералы ряда Au–Ag этих месторождений различаются по содержанию Hg. Для улугсаирского золота характерно отсутствие Hg и вариации состава от весьма высокопробного до электрума, хааксаирских рудах – от весьма высокопробного золота до электрума, и от высокопробного золота до Au-содержащего ртутистого серебра через ртутистое золото, ртутистый электрум и ртутистый кюстелит.

Минеральные и геохимические особенности руд Хаак-Саирского месторождения гипабиссальной фации глубинности (~ 1,5 км), возможно, могут свидетельствовать о том, что оно является аналогом эродированной верхней части Улуг-Саирского месторождения гипмезоабиссальной фации (~ 2,7–3,0 км). По данным некоторых исследователей [1, 24, 6 и др.], на верхних горизонтах месторождения Кайрагач в Узбекистане с Au-Sn-Bi-Se-Te геохимическим профилем широко развиты селениды, Те-содержащие блёклые руды и менее - теллуриды; на глубоких горизонтах возрастает доля теллуридов и снижается доля селенидов. На Au-Te месторождениях Крипл Крик, Калгурли и др. минералы Hg развиты преимущественно на верхних горизонтах [37, 31, 34, 30, 36]. По мнению некоторых исследователей [22, 13], это обусловлено тем, что, с ростом глубинности формирования золото-кварцевых месторождений в рудах снижается количество Sb, Hg, Tl и возрастает содержание Те и W, и величина отношений – Au/Ag, Te/Se (от 1-2 до 100-3000), Au/Hg (от 1 до 200-6500). По составу продуктивных ассоциаций Хаак-Саирское месторождение глубинности **(P** ~ 0.5 гипабиссальной фации кбар) отвечает золото-галенитсульфоантимонитовому типу с серебристыми блёклыми рудами, минералами ряда Au-Ag-Нg, селенидами (Au-Ag, Ag, Hg), теллуридами (Ag, Hg), Улуг-Саирское гип-мезоабиссальной фации (~2,7-3,0 км) - золото-сульфидному типу с теллуридами и селенидами Аи и Ад и селенотеллуридами Ад и Ві (табл. 1).

Таблица	1. <b>Фации</b>	глубинности	И	минеральные	типы	продуктивных	ассоциаций
месторожде	ений золото	о-теллуридног	0 1	гипа АМЗУ			

Фации глубинности		Минеральные типы продуктивных ассоциаций	Месторождение	
Гипабиссальная < 3 км	> 1,5 км	Золото-галенит-сульфоантимонитовый тип с серебристыми блёклыми рудами, ртутистыми разновидностими минералов ряда Au–Ag, селенидами (Au–Ag, Ag, Pb, Hg), теллуридами (Ag, Hg).	Хаак-Саир	
Гип- мезоабиссальная ~ 2,5–3,5 км	> 2,7	Золото-сульфидный тип с теллуридами (Au-Ag, Ag и Pb), теллуровисмутитом, Se- содержащим алтаитом и букхорнитом (AuPb <sub>2</sub> BiTe <sub>2</sub> S <sub>3</sub> ).	Арыскан	
	> 2,7-3,0 км	Золото-сульфидный тип с теллуридами и селенидами Au и Ag (фишессерит и др.) и селенотеллуридами Ag и Bi.	Улуг-Саир	

#### выводы

Таким образом, полистадийные месторождения Хаак-Саир и Улуг-Саир Алдан-Маадырского золоторудного узла являются производными единой сложной флюидногидротермальной рудообразующей системы золото-теллуридного (Au–Ag–Te) типа с латеральной и вертикальной минеральной зональностью. Формирование рудных тел происходило в течение ряда этапов, включающих до 10-ти различных минеральных ассоциаций. Золотое оруденение является наиболее поздним из многочисленных эпизодов постмагматической гидротермальной деятельности – турмалинизации, березитизациилиственитизации и т. д. Золото-теллуридный тип Алдан-Маадырского золоторудного узла является новым для Тувы и Алтае-Саянской складчатой области.

Минеральный состав руд исследованных месторождений в значительной мере обусловлен вариациями активности S, Hg, Se и Te, а также фациями глубинности их образования и литолого-геохимическими особенностями рудовмещающих толщ, т.е. различия в составе руд месторождений обусловлены латеральной и вертикальной минеральной зональностью, что подтверждается полученными результатами, свидетельствующими, что минеральные типы по составу продуктивной ассоциации отвечают различным фациям глубинности.

Авторы благодарны А.С. Борисенко, Э.М. Спиридонову, В.В. Зайкову, А.А. Монгушу и И.Ю. Мелекесцевой за ценные замечания и предложения. Работа выполнена при поддержке Гранта Президиума СО РАН (№98) и РФФИ №13-05-98035-р сибирь а.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Бадалов А.С.</u>, Спиридонов Э.М. Минеральные ассоциации и эндогенная зональность вулканогенного месторождения Кайрагач // Зап. Узбек. отд. ВМО, 1986. Вып. 39. С. 18–27.

2. <u>Борисенко А.С.</u>, Лебедев В.И., Оболенский А.С.и др. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений Западной Тувы / Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. С. 226–235.

3. <u>Борисенко А.С.</u>, Наумов Е.А., Айриянц А.А. и др. Роль мантийных флюидов в формировании эпитермальных месторождений (по данным изотопии гелия) // Матер. XVII симпозиума по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИМ РАН, 2004. С. 220–223.

4. <u>Васильев Б.Д.</u>, Дружков В.П., Боярко Г.Ю. и др. Золотое оруденение в зоне Хемчикско-Куртушибинского глубинного разлома (Тува) // Рудные формации и месторождения Сибири. Томск: ТГУ, 1979. С. 91–95.

5. <u>Зайков В.В.</u>, Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А. и др. Алдан-Маадырская золоторудная зона на западном фланге Саяно-Тувинского разлома // Металлогения древних и современных океанов – 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 123–127.

6. <u>Коваленкер В.А.</u>, Плотинская О.Ю., Прокофьев В.Ю. и др. Минералогия, геохимия и генезис золото-сульфидно-селенидно-теллуридных руд месторождения Кайрагач (Республика Узбекистан). // Геология рудных месторождений, 2003. Т. 45. № 3. С. 195–227.

7. <u>Коваленкер В.А.</u> Рудообразующие системы эпитермальных золото-серебряных месторождений: концепции, реальность, модели // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 160–183.

8. <u>Кононенко Н.Б.</u> Предварительные результаты по золотоносной Алдан-Маадырской зоне (Республика Тыва) // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири: материалы науч.-практ. конф. Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 2011. С. 162–166.

9. <u>Константинов М.М.</u> Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М.: Недра, 1984. 166 с.

10. <u>Кривицкая Н.Н.</u>, Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М. Джонасонит AuBi5S4 – первая находка в Вост. Забайкалье //Докл. РАН, 2008. Т. 420. № 2. С. 368–371.

11. <u>Кривицкая Н.Н.</u>, Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М и др. Парагенезы минералов Au-Bi-Sb-Te в Дарасунском вулканогенно-плутоногенном месторождении, Восточное Забайкалье // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. М.: ИГЕМ РАН. 2010. Т. 1. С. 292–294.

12. <u>Кужугет Р.В.</u>, Монгуш А.А. Алдан-Маадырский золоторудный узел (Западная Тува): особенности геолого-структурного строения и химического состава золота // Вестник ТГУ, 2013. № 369. С. 188–192.

13. <u>Кужугет Р.В.</u>, Зайков В.В., Лебедев В.И. Улуг-Саирское золото-турмалин-кварцевое месторождение, Западная Тува // Литосфера, 2014. № 2. С. 99–114.

14. <u>Назьмова Г.Н.</u>, Спиридонов Э.М., Шалаев Ю.С. Фации глубинности, фации по составу рудовмещающей среды и особенности глубоко проникающих месторождений каледонской плутоногенной золото-кварцевой формации Северного Казахстана // Материалы Всероссийской конференции «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 70–72.

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

16. <u>Плотинская О.Ю.</u>, Коваленкер В.А., Русинов В.Л., и др. Осцилляторная зональность в голдфилдите золоторудных эпитермальных месторождений // Доклады РАН, 2005. Т. 403, № 2. С. 237–241.

17. <u>Прокофьев В.Ю.</u> Типы гидротермальных рудообразующих систем (по данным исследования флюидных включений) // Геология рудных месторождений, 1998. Т. 40. С. 514–528.

18. <u>Рожков И.С.</u> Особенности золоторудных месторождений подвижных поясов и платформ. В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968. С. 153–161.

19. Рудные формации Тувы. / Отв. Ред. В.А. Кузнецов. Новосибирск. Наука, 1981. 201 с.

20. <u>Сидоров А.А.</u>, Волков А.В. Генетическое разнообразие и конвергенция эпитермального золото-серебряного оруденения // Докл. РАН, 2004. Т. 397. № 1. С. 72–77.

21. <u>Спиридонов Э.М.</u> Типоморфные особенности блеклых руд некоторых плутоногенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота // Геология рудных месторождений, 1987. Т. 29. № 6. С. 83–91.

22. <u>Спиридонов Э.М.</u> Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центрального Казахстана // Геология рудных месторождений, 1995. Т. 37. № 3. С. 179–207.

23. <u>Спиридонов Э.М.</u> Обзор минералогии золота в ведущих типах Аи минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всероссийской (с

международным участием) научной конференции, посвящённой 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты, 26–29 сент. 2010 г. Апатиты: Изд-во К & M, 2010. С. 143–171.

24. <u>Спиридонов Э.М.</u>, Бадалов А.С. Новые сульфоселенотеллуриды и сульфоселениды висмута из вулканогенного месторождения Кайрагач (Восточный Узбекистан) // Узб. геол. журнал, 1983. № 6. С. 82–84.

25. <u>Спиридонов Э.М.</u>, Плетнёв П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о "золото-родингитовой" формации). М.: Научный Мир, 2002. 220 с.

26. <u>Тимофеевский Д.А.</u> О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР // Тр. ЦНИГРИ, 1971. Вып. 96. С. 5–32.

27. <u>Филимонов С.В.</u> Минералы группы блёклых руд – индикаторы рудогенеза (на примере гидротермальных месторождений золота). Автореф. дис. ... канд. геол-мин. наук. М.: МГУ, 2009. 16 с.

28. <u>Щербаков Ю.Г.</u> Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967. 268 с.

29. <u>Berger B.R.</u>, Eimon P. Conceptual models of epithermal precious metal deposits II Cameron volume on Unconventional Mineral Deposits (ed. Shanks W.C.), AIME Soc. Mining Ing. 1983. P. 191–205.

30. <u>Boyle R.M.</u> The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element) // Bull. Geol. Surv. Canada, 1979. № 280. 584 p.

31. <u>Emmons W.H.</u> Gold deposits of the World. New York-London: McGraw-Hill Book Company, 1937. 562 p.

32. <u>Hedenquist J.W.</u> The ascent of magmatic fluid: discharge versus mineralization // Magmas, fluid and ore deposits / J.F.H. Thompson, ed. Mineralogical Assoc. of Canada. Short course ser., 1995. V. 23. P. 263–289.

33. <u>Melekestseva I.</u>, Ankusheva N., Zaykov V. et al. Formation conditions of the Khaak-Sair and Sarytash gold deposits in listvenites, Western Tyva: evidences from fluid inclusions // Large igneous provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny: Abstracts of the International Conference. Irkutsk, 2011. P. 162–165.

34. <u>Radtke Arthur S.</u> Data on cuprian coloradoite from Kalgoorlie, Western Australia. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists. 1963. V. 58. N 4. P. 593–598.

35. <u>Richards J.P.</u> Alcalic-type epithermal gold deposits - a review // Magmas, fluid and ore deposits (J.F.H. Thompson, ed.). Mineralogical Assoc. of Canada. Short course ser. 1995. V. 23. P. 367–400.

36. <u>Shackleton J.M.</u>, Spry P. & Bateman R. Telluride mineralogy of the Golden Mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia // Canad. Mineral., 2003. V 41. P 1503–1524.

37. <u>Stillwell F.L.</u> The occurence of telluride minerals of Kalgoorlie // Proc. Austral. Inst. Mining and Metall. 1931. № 84. P 115–190.

# МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОПЛАТИНОПАЛЛАДИЕВЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ СЕВЕРА УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ

#### С.К. Кузнецов, Т.П. Майорова, Р.И. Шайбеков, Н.В. Сокерина, В.Н. Филиппов

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982 г. Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54, Россия

Приведены сведения о золотоплатинопалладиевой минерализации Севера Урала и Пай-Хоя. Описаны проявления Чудное, Нестеровское, Озерное. В ассоциации с золотом находятся многие минеральные фазы платины и палладия, в частности мертиит, атенеит, сперрилит, соболевскит и др. Формирование золотоплатинопалладиевой минерализации происходило на разных этапах геологического развития региона. Важную роль сыграли позднепалеозойские гидротермальнометасоматические процессы, способствовавшие мобилизации и переотложению рудных компонентов.

золото, платина, палладий, Полярный Урал, Пай-Хой

# MINERAL COMPOSITION AND GOLD-PLATINUM-PALLADIUM OCCURRENCES FORMATION CONDITIONS IN THE NORTHERN URALS AND PAY-KHOY RANGE

#### S.K. Kuznetsov, T.P. Mayorova, R.I. Shaybekov, N.V. Sokerina, V.N. Filippov

Data about the gold-platinum-palladium mineralization North Urals and Pai-Khoi are provided. Manifestations Chudnoe, Nesterovsky, Ozernoe are described. In association with gold there are many mineral phases of platinum and palladium, in particular, murtaugh, ateneo, sperrylite, sobolevskite etc. Formation of gold-platinum-palladium mineralization occurred at different stages of the geological development of the region. The important role was played by Late Paleozoic hydrothermal-metasomatic processes promoting the mobilization and redeposition of ore components.

gold, platinum, palladium, Polar Ural Mountains, Pay-Khoy Ridge

На севере Урала известны золоторудные месторождения и проявления различных формационных типов. Наиболее широко распространены жильные золотосульфидно-кварцевые и золотосульфидные проявления. Рудная минерализация наложена на кварцевые жилы или связана с зонами прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации. В россыпях вместе с золотом встречаются минералы платиновых металлов, относящиеся в основном к ультрабазитовой ассоциации. Вместе с этим в 1980-х гг. в Кожимском районе Приполярного Урала в аллювиальных отложениях обнаружены палладийсодержащее золото и минералы платиновация [7 и др.]. Позднее на Полярном и Приполярном Урале выявлены коренные золото-платиноидные проявления и месторождения [1, 3–6, 8–10 и др.].

Проявление Чудное находится в Кожимском районе Приполярного Урала и приурочено к межформационному контакту уралид и доуралид и к осевой зоне Малдинской антиклинали, ориентированной в северо-восточном направлении и осложненной серией разрывных нарушений. Наиболее крупным является Малдинский разлом, протягивающийся на десятки километров. Площадь проявления сложена базальтами и риолитами саблегорской свиты

позднего рифея – венда. На северо-западном и юго-восточном флангах месторождения породы саблегорской свиты перекрываются кварцитопесчаниками, гравелитами и конгломератами алькесвожской толщи позднего кембрия – раннего ордовика, которые выше по разрезу сменяются конгломератами обеизской свиты раннего ордовика. Вдоль многих разрывных нарушений породы метасоматически изменены. Широко развиты кварцевые жилы, в которых присутствуют гематит, мусковит, хлорит, карбонаты, сульфиды. Золото сосредоточено преимущественно в тонких фукситовых прожилках, секущих риолиты и образующих штокверкоподобные тела, которые тяготеют к зонам рассланцевания и брекчирования риолитов. Прожилки в основном сложены фукситом, иногда в них высокое содержание алланита. Кроме того, присутствуют и другие минералы, прежде всего альбит, кварц, гематит, титанит, анатаз, лейкоксен, ксенотим, монацит. В виде единичных зерен отмечаются циркон, серебро, цинкохромит, халькопирит, молибденит, акантит, пираргирит, редкоземельные минералы и др. В тесной ассоциации с золотом находятся минералы платиновых металлов: мертиит Pd<sub>5</sub>Sb<sub>2</sub>, изомертиит Pd<sub>5</sub>AsSb, атенеит (Pd,Hg)<sub>3</sub>As, самородный палладий, сперрилит (PtAs<sub>2</sub>), стибиопалладинит Pd<sub>5</sub>Sb<sub>3</sub>, самородная платина, стиллуотерит Pd<sub>8</sub>As<sub>3</sub>. Золото в основном мелкое, обычно до 50 мкм, хотя отдельные золотины достигают 8 мм. Форма частиц чешуйчатая с бороздами скольжения, реже таблитчатая, сложная, комковидная. На некоторых зернах наблюдается штриховка в виде параллельных друг другу ступеней, которые, вероятно, являются отпечатками фуксита. Золото бледно-желтое, иногда на золотинах отмечаются пленки красноватого, серого цвета. Встречаются зерна серого цвета, по данным рентгеноструктурного анализа это золото с пленками предположительно самородного палладия. В виде включений отмечаются тетрааурикуприд AuCu, аурикуприд AuCu<sub>3</sub>, мертиит (изомертиит), атенеит, стиллуотерит, стибиопалладинит, самородная платина (рис. 1). По составу золото в пределах проявления неоднородно. Содержание Ад обычно 8,2–11,6, Си 1,28–3,03 мас.%, нередко встречаются Hg (1,28 мас.%) и Pd (до 1,72 мас.%). Пробность 850–906 ‰. Встречается золото со сложным внутренним строением, напоминающим структуру распада твердого раствора. На одном из участков проявления установлено золото с повышенным содержанием Ag (до 20-25, иногда до 50,5 мас.%), что отвечает составу электрума. При этом Си и Нд могут отсутствовать.

Проявление Нестеровское расположено вблизи Чудного в пределах той же Малдинской рудной зоны. Рудная минерализация локализована в терригенных отложениях алькесвожской толщи верхнего кембрия – нижнего ордовика, представленных кварцевыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитовыми сланцами [2]. Эти отложения залегают на вулканитах кислого и основного состава саблегорской свиты позднего рифея – венда. Мощность толщи в пределах проявления в среднем 120 м. Весьма характерны пологие складки северо-восточного простирания, осложненные разрывными нарушениями, как крутопадающими, так и пологими, имеющими признаки надвигов. Особенно сильно дислоцированы породы на участке Нестеровский кар, где прослеживаются довольно крупные нарушения северо-восточного простирания, сопряженные с Малдинским разломом. В породах алькесвожской толщи развиты многочисленные кварцевые жилы, которые обычно выполняют

трещины, согласные сланцеватости. Кроме кварца, в них часто присутствуют мусковит, гематит, хлоритоид, хлорит, пирофиллит, альбит, борнит, пирит, хризоколла, лазурит.



Рис. 1. Выделения мертиита (а) и атенеита (б, в) в золоте (темные участки) месторождения Чудного и включение сперрилита в атенеите (г) (электронномикроскопические изображения в режиме упругоотраженных электронов.

Золото встречается В различных породах алькесвожской толщи, однако, распределение его весьма неравномерное. Наиболее золотоносны участки осветления и фукситизации пород, связанные с наложенными гидротермально-метасоматическими процессами. Фукситизированные породы характеризуются повышенным содержанием лейкоксена и новообразованных гематита, рутила и ксенотима, хлоритоида. Размер золотин крайне мал – в основном 0,02–0,03 мм, иногда до 2–4 мм. Форма их чешуйчатая, комковидная, сложная с утолщениями и ответвлениями. Цвет желтый, красновато-желтый. На поверхности наблюдаются фигуры роста, каверны, отпечатки и включения серицита, фуксита, гематита, циркона, рутила. В ассоциации с золотом отмечаются минералы палладия, в частности атенеит. По содержанию элементов-примесей золото здесь существенно отличается от золота проявления Чудного: для него характерна Си (до 3,82 мас.%), при этом Ag присутствует не всегда и в весьма незначительном количестве (до 0,97 мас.%). Отмечаются Pd и Hg. Пробность золота колеблется от 963 до 982, в единичных 998 ‰. Изредка встречается низкопробное золото с высоким случаях достигает содержанием Ад.

Проявление Озерное расположено в северной части Полярного Урала на левобережье р. Малая Хараматалоу и локализовано в ультрабазитах Войкарсыньинского массива. В пределах рудопроявления прослежены две зоны развития сульфидной, преимущественно борнит-халькопиритовой минерализации, вытянутые в северо-восточном направлении. Они тяготеют к расслоенному комплексу пород и локализованы в клинопироксенитах, их оливиновых разностях и верлитах. Сульфиды образуют в породах тонкую вкрапленность, реже гнездообразные скопления. Преобладают халькопирит и борнит, реже отмечаются пирротин, кубанит и пентландит, содержащий до 10 мас. % Со. На флангах рудных зон встречается пирит. Выделения борнита и халькопирита часто замещаются ковеллином и халькозином. Минералы благородных металлов находятся в тесной ассоциации с сульфидами меди, образуя очень мелкие выделения. Они представлены группой интерметаллидов в системах Au–Cu, Au–Pd–Cu и Au–Ag, а также соединениями Pd с Te, Bi и Sb. Золотомедные, золото-палладий-медные и золотосеребряные фазы наблюдаются в виде зерен размером до 10–15 мкм в срастаниях с сульфидами меди или в виде включений в них (рис. 2). Форма зерен изометричная, вытянутая, неправильная. Состав колеблется в широких пределах: от медистого золота до золотистой меди. Содержание Au 39,7–61,2 мас.%, Cu 17,3–54,0 мас.%.



Рис. 2. Минералы золота, палладия, и меди в медно-золотопалладиевых рудах проявления Озерного (изображение в режиме обратнорассеяных электронов).

Почти всегда присутствуют Ag (до 8,3 мас.%) и Pd (до 6,0 мас.%). В одном из зерен обнаружен Te (2,0 мас.%). Особо следует отметить золотопалладистую медь, отличающуюся достаточно выдержанным составом (мас. %): Cu 63,5–65,7; Pd 16,2–17,2; Au 5,5–9,1; Ag до 2,2. Минералы системы Au–Ag представлены самородным золотистым серебром. Содержание Ag 81–83 мас.%, Au 15–16 мас.%, Cu и Pd 1 мас.%. Иногда серебра меньше (63 мас.%), а золота больше (35 мас. %), что соответствует составу кюстелита (Ag<sub>3</sub>Au). В

срастании с медистым золотом в виде зерна (около 10 мкм) обнаружен мертиит, в состав которого входят Pd (62,1–66,9 мас.%) и Sb (25,5–28,8 мас.%), в незначительном количестве присутствует Cu (2,6–2,8 мас.%). Отмечаются зерна микронной величины, имеющие сложное строение и неоднородный состав, отвечающий системе Pd-Te-Bi. Фиксируется наличие двух фаз, одна из которых является, вероятнее всего, меренскеитом (Pd, Pt)(Te, Bi<sub>2</sub>), а вторая – котульскуитом Pd (Te, Bi) (рис. 3). В одном из зерен обнаружен самородный теллур с примесью палладия. Кроме того, устанавливаются брэггит (Pt,Pd)S, сперрилит, мончеит Pt(Te,Bi)<sub>2</sub>, палладоарсенид Pd<sub>2</sub>As, атенеит, маякит (Pd,Ni)<sub>2</sub>As, соболевскит Pd(Bi,Te), фрудит PbBi<sub>2</sub>, стибиопалладинит и др. [8].



Рис. 3. Мелкие зерна минералов Pd, Te и Bi в медно-золотопалладиевых рудах проявления Озерного (изображение в режиме обратнорассеянных электронов).

Проявление Маяк находится в южной части Приполярного Урала и, так же как проявления Чудное и Нестеровское, приурочено к зоне межформационного контакта уралид и доуралид, трассирующейся крупными разрывными нарушениями. Золото найдено в кварцевых гравелитах и конгломератах алькесвожской толщи, залегающих на риолитах саблегорской свиты. Здесь в делювии обнаружены глыбы песчаников и гравелитов, поверхность которых покрыта корочками и примазками темно-зеленого фуксита. Иногда наблюдаются фукситовые прожилки, секущие гравелиты. В фукситизированных породах и фукситовых прожилках присутствует мелкое и пылевидное золото размером 20-150 мкм. Частицы золота имеют в основном комковатую и неправильную форму с округлыми и угловатыми выступами. Встречаются частицы в виде кристаллов с сохранившейся огранкой, реже отмечаются частицы чешуйчатой, пластинчатой, таблитчатой формы с неровными краями. Поверхность зерен шагреневая, бугорчатая, кавернозная, часто фрагментарно покрыта пленками гидроксидов железа красновато-бурого цвета. На отдельных зернах видны отпечатки слюд, вероятно фуксита. Цвет золота желтый, бледно-желтый. В ассоциации с золотом в фукситовой массе находится гематит. По данным микрозондового анализа в золоте почти всегда присутствует серебро (до 8,5 мас.%). Во многих случаях обнаруживается Си (0,7–1,6 мас.%). Иногда отмечаются Pd (1,4–1,7 мас.%) и Hg (0,7 мас.%). Пробность золота 950–999 ‰. Наряду с отмеченными проявлениями золото и минералы платины и палладия известны в медно-никелевых рудах Пай-Хоя, в хромовых рудах, связанных с Войкарсыньинским, Райизским, Сыумкеусским массивами ультрабазитов на Полярном

Урале. Палладийсодержащее золото отмечается в аллювиальных отложениях районов Енгане-Пэ и Оченырда на Полярном Урале, в Щугорском районе Приполярного Урала.

Таким образом, результаты проведенных в последние годы исследований свидетельствуют о довольно широком развитии золотоплатинопалладиевой минерализации на Севере Урала и Пай-Хое. Ее формирование происходило на разных этапах геологического развития региона. Важную роль сыграли позднепалеозойские гидротермальнометасоматические процессы, затронувшие породы разного состава и возраста и, несомненно, способствовавшие мобилизации и переотложению рудных компонентов.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов УрО и ДВО РАН № 12-С-5-1006, Президиума РАН № 12-П-5-1027; УрО РАН 12-5-6-016-Арктика, Президиума РАН АРКТИКА.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Галанкина О.Л.</u>, Гавриленко В.В., Гайдамако И.М. Новые данные о минералогии гидротермального золото-платиноидногооруденения Приполярного Урала // ЗВМО, 1998. №3. С. 72–78.

2. <u>Ефанова Л.И.</u>, Повонская Н.В., Швецова И.В. Золотоносность и типоморфные особенности минералов алькесвожской толщи на участке Нестеровский // Геология Европейского севера России. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып.103). Сыктывкар, 1999. Сб.4. С. 102–125.

3. <u>Кузнецов С.К.</u>, Онищенко С.А., Котельников В.Г. и др. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Полярного Урала // Доклады академии наук, 2007. Т.414. №1. С.71–81.

4. <u>Кузнецов С.К.</u>, Тарбаев М.Б., Майорова Т.П. и др. Благородные металлы западного склона севера Урала и Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 48 с.

5. <u>Майорова Т.П.</u>, Филиппов В.Н. Первая находка теллурида палладия (меренскита) в россыпном золоте Приполярного Урала и ее прогнозное значение // Доклады Академии наук, 2008. № 6. Т.419. С.813–815.

6. <u>Малюгин А.А.</u>, Водолазская В.П., Вилисов В.А. О палладийсодержащем золоте из россыпи зоны рифтогенеза // Ежегодник-1979 Института геол. и геохим. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980. С. 109–110.

7. <u>Озеров В.С.</u> Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала. // Руды и металлы, №4. 1996. С. 28–38.

8. <u>Пыстин А.М.</u>, Потапов И.Л., Пыстина Ю.И. и др. Малосульфидное платинометальное оруденение на Полярном Урале. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 152 с.

9. <u>Тарбаев М.Б.</u>, Кузнецов С.К., Моралев Г.В., Соболева А.А., Лапутина И.П. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала // Геология рудных месторождений, 1996. Т.38. №1. С. 15–30.

10. <u>Шумилов И.Х.</u>, Остащенко Б.А. Минералого-технологические особенности Au-Pd-TR оруденения на Приполярном Урале. Сыктывкар: Геопринт, 2000. 104 с.

# ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА И ПОИСКА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

## О.Н. Кузьмина<sup>1</sup>, И.Е. Матайбаева<sup>1</sup>, Б.А. Дьячков<sup>1,2</sup>, З.И. Черненко<sup>1</sup>

1– Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева, 070004, г. Усть-Каменогорск, ул. Протозанова А.К., 69 Казахстан;

2– ТОО «Алтайский геолого-экологический институт», 070004 г. Усть-Каменогорск, ул. Либкнехта, 21, Казахстан

Рассматриваются геолого-структурные, петрологические и минералого-геохимические критерии прогнозирования и поиска редкометалльных месторождений Восточного Казахстана, пространственно и генетически связанных с мощным пермским гранитоидным магматизмом постколлизионной (орогенной) стадии внутриплитной активизации. Подчеркивается повышенная рудоносность гранитоидных массивов калбинского комплекса, сформированных в мобильной геодинамической обстановке и сопровождающихся промышленными месторождениями редкометалльных пегматитов. Приводится новая минералого-геохимическая информация о редкометалльной специализации гранитоидов Калбы.

редкие металлы, рудоносность гранитоидов, типы месторождений, критерии прогноза, Восточный Казахстан

# GEOLOGICAL PETROLOGICAL, MINERALOGICAL, AND GEOCHEMICAL CRITERIA FORECAST AND SEARCH FIELDS RARE EASTERN KAZAKHSTAN O.N. Kuzmina, I.E. Mataibayeva, B.A. Dyachkov, Z.I. Chernenko

Geology-structural, petrological, mineralogical, and geochemical criteria of forecasting and search rare metal deposits of East Kazakhstan are considered. They spatially and genetically associated with powerful Permian granitoid magmatism of postcollisional (orogenic) stage of intraplate activation. Increased ore bearing of granitoid massifs of Qalba complex are underlined. They was formed in mobile geodynamic condition and accompanied industrial deposits of rare metal pegmatite. The new mineralogical and geochemical information about rare metal specialization of granitoids of Qalba are provided.

rare metals, ore bearing granitoids, types of deposit, criteria for prediction, East Kazakhstan

В настоящее время в Восточно-Казахстанском регионе важнейшая задача заключается в воссоздании и укреплении минерально-сырьевой базы редких металлов (Ta, Nb, Be, Li, Sn и др.). Редкометалльные месторождения и рудопроявления известны во всех тектонических зонах Большого Алтая (БА) – в Рудном Алтае, Иртышской зоне смятия, Западной Калбе и Жарма-Сауре, но главные из них сосредоточены в Калба-Нарымском редкометалльном поясе [1, 2, 5]. Основные редкометалльные объекты пространственно и генетически связаны с пермским гранитоидным магматизмом, интенсивно проявленным в завершающую стадию герцинского цикла в постколлизионной (орогенной) геодинамической обстановке. По глобальной цикличности в истории развития Земли вспышка активности редкометалльного гранитоидного магматизма по А.В. Ткачеву [7] совпадает с завершением пангейского металлогенического цикла с граничным рубежом 0,20 млрд. лет.

На территории БА главные редкометаллоносные структуры приурочены к блокам ЗК сиалического профиля с повышенной мощностью метагранитного слоя (до 12–14 км) и земной коры в целом (48,5–55 км). Устанавливается закономерная приуроченность гранитоидных поясов к границам сочленения разнородных тектонических блоков. На северовостоке региона, на границе Рудного Алтая с каледонидами Горного Алтая сформировались Тигерекско-Черневинский и Горноалтайский (Урыль-Коктогайский) гранитоидные пояса с W-Mo-Ta специализацией. На юго-западе, на границе с каледонидами Чингиз-Тарбагатая локализовались Акбиик-Акжайляуский и Арчалы-Эспинский пояса с редкометалльноредкоземельным профилем оруденения. В центральной части БА, на границе Иртышской зоны и Западной Калбы, сформировался наиболее крупный Калба-Нарымский гранитоидный пояс, сопровождающийся многими месторождениями редких металлов.

Указанные пояса имеют региональное развитие (протяженность более 500 км) и характеризуются большими объемами пермских гранитоидов, сопоставимыми по масштабности с другими регионами Центральной Азии [4, 7]. Подсчитанный объем гранитоидной формации Калба-Нарымского пояса составляет порядка 94050 км<sup>3</sup> [8], поэтому в этом регионе имелись достаточно высокие потенциальные энергетические и материальные ресурсы для редкометалльного рудообразования. Построенные структурнометаллогенические модели отражают объемное строение тектонических зон (террейнов), связи рудно-магматических систем с глубинными зонами ЗК и, следовательно, гранитоидные пояса редкометалльной специализации сформировались в результате длительной эволюции вещества литосферы [1, 3]. Геотектонические условия формирования и руднопетрохимическая типизация гранитоидов представляются ведущими факторами для прогнозирования редкометалльных месторождений [2, 5, 8]. Проблемные вопросы потенциальной рудоносности и возраста гранитоидов Калбы рассматривались многими геологами с разных позиций, что отражено на Российско-Казахстанском совещании по корреляции Алтаид и Уралид [6].

#### ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ КРИТЕРИИ

В связи с эволюцией гранитоидного магматизма В постколлизионной геодинамической обстановке (P<sub>1</sub>-T<sub>1</sub>) происходила закономерная смена вещественного состава интрузивных комплексов и связанных с ними типов редкометалльного оруденения различной масштабности. При этом важное значение в процессах рудообразования придается геолого-структурным условиям становления гранитных массивов, приводящих к концентрации или рассеянию редких элементов. На примере Калба-Нарымской зоны наиболее рудоносными представляются гранитоидные интрузии, формирующиеся в мобильной геодинамической обстановке, что, вероятно, способствует более интенсивному протеканию процессов рудообразования в неравновесных Р-Т-условиях, и, в конечном итоге, образованию промышленных месторождений (массивы Белогорский, Прииртышский и др.). более спокойные тектонические условия кристаллизации относительно Напротив.

малоподвижных и вязких гранитных расплавов приводят к более полной магматической дифференциации, рассеянию РЭ в породообразующих и рудных минералах и слабой рудоносности гранитов (массивы Каиндинский, Дубыгалы, Сибинский и др.).

В размещении редкометалльных месторождений рудоконтролирующая роль также принадлежит широтным глубинным разломам древнего заложения и длительной активизации, особенно в узлах их пересечения с северо-западными, северо-восточными и меридиональными дизьюнктивами (Гремячинско-Киинский, Асубулакский, Белогорский, Миролюбовский контролировали И дp.), которые размещение промышленных редкометалльно-пегматитовых месторождений (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и др.). Для концентрации редкометалльного оруденения наиболее перспективны апикальные части и надинтрузивные зоны гранитных массивов, их апофизы, скрытые купола и тектонически ослабленные зоны во вмещающих породах, насыщенные жильными образованиями. По геолого-геофизическим данным основные рудные узлы и рудные поля пространственно размещаются в утолщенной части гранитных массивов, над магмоподводящими «корнями» или по их периферии.

#### ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Редкометалльная специализация гранитоидов Калба-Нарыма, в первую очередь, зависит от их минерально-петрографического состава. Наиболее продуктивными на редкие металлы являются граниты калбинского комплекса, объединяющие две интрузивные фазы.

Первая фаза сложена крупными массивами средне-крупнозернистых биотитовых гранитов и их контаминированными разностями (гранодиориты, адамелиты и др.), умеренно кислого состава, невысокой щелочности и повышенной основности. Для них характерна гранат-ильменит-апатитовая акцессорная специализация (рис. 1), а геохимический тип гранитов – олово-танталовый (с литием и бериллием). Именно с гранитами I фазы пространственно связаны главные промышленные редкометалльно-пегматитовые месторождения Калбы, содержащие уникальные минералы – клевеландит (пластинчатая разновидность альбита), лепидолит, сподумен, амблигонит (Li,Na)AlPO<sub>4</sub>(F,OH), поллуцит (Cs,Na) [AlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>]·nH<sub>2</sub>O, цветные и полихромные турмалины и др. (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и др.). Меньшее значение имели грейзеновые и гидротермальные месторождения олова и вольфрама (Чудское, Каинды, Убаредмет и др.). Вторая фаза объединяет среднезернистые равномернозернистые биотитовые и мусковитизированные граниты. Это породы нормального ряда, высокоплюмазитовые и низкой основности. Характеризуются ильменит-апатитовой акцессорной специализацией, В них ярко проявлены послемагматические процессы площадной мусковитизации, альбитизации, грейзенизации и окварцевания. Минералогическими индикаторами оруденения являются апатит, флюорит, турмалин, мусковит, альбит и др. С гранитами II фазы связаны собственные редкометалльнопегматитовые месторождения (Ta, Nb, Be, Li), более мелкого масштаба по сравнению с гранитоидами I фазы (Кварцевое, Ахметкино), альбитит-грейзеновые олово-танталовые (Карасу, Апогранитное) и грейзеново-кварцевожильные Sn–W (Караш, Ленинское и др.).



# Рис. 1. Содержание типоморфных акцессорных минералов в гранитоидах калбинского комплекса (г/т).

1 – средне-крупнозернистые порфировидные граниты эндоконтактовой фации; 2 – среднезернистые равномернозернистые граниты главной интрузивной фации и 3 – жильные породы первой фазы; 4 – среднезернистые равномернозернистые биотитовые граниты главной фазы; 5 – мелкозернистые биотитовые граниты дополнительной субфазы; 6 – жильные аплитовидные граниты второй фазы.

#### МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

При разработке минералого-геохимических критериев оценки рудоносности гранитоидов методика работ заключалась в анализе мономинеральных фракций породообразующих и рудных минералов из разных типов гранитоидов, пегматитов, грейзеновых тел и кварцевых жил, из которых выделялись кварц, полевые шпаты, микроклин, биотит, мусковит, касситерит, танталит и другие минералы [9].

Мусковиты отобраны из редкометалльных пегматитовых месторождений: Юбилейного, Бакенного, Медведка, Точка и других. В мусковитах этих месторождений установлены повышенные концентрации редких элементов (Ta, Nb, Be, Sn), редких щелочей (Li, Rb, Cs).

На Юбилейном месторождении содержание тантала в мусковитах варьирует от 20,05 до 153,1 г/т с наибольшей концентрацией в его зеленой разновидности из грейзенового комплекса (до 1795 г/т). Аномальные значения редкощелочных элементов присущи мусковитам из продуктивных альбит-сподуменовых и цветных комплексов (г/т): Li (до 6545 г/т), Rb (до 5837 г/т) и Cs (до 1023 г/т), а содержание Sn составляет 230–776 г/т. Кроме того, для мусковитов характерны многие другие элементы-примеси (Fe, Mg, Ti, Mn, Zn, B, F, P и др.), отражающие состав рудоносных флюидов.

*Биотиты* являются концентраторами сидерофильных и халькофильных элементов (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn), в них также повышены содержания Zr, Sc, Ca, P, Th. Количество редких

щелочей, по сравнению с мусковитами, значительно ниже (г/т): Li (59–1287), Rb (362–1430), Cs (9,9–113,4). Содержания редких металлов составляют (г/т): Ta (8,4–72,2), Nb (55,2–345,6), Sn (12,2–570,8), при этом более высокие значения указанных элементов фиксируются в биотитах редкометаллоносных гранитоидов по сравнению с малопродуктивными гранитами. Отмечаются также весовые содержания благородных металлов Au (0,23–0,36 г/т), Sb (1,06–1,73 г/т) и U (2,17–22,64 г/т), что свидетельствует о нахождении этих элементов в первичных магматических расплавах.

Микроклины порфировидных вкрапленников из гранитов I фазы калбинского комплекса и пегматитовых жил простого состава характеризуются повышенными содержаниями сидерофильных, халькофильных, редких металлов, редких щелочей и многих других элементов-примесей, фактически отражающих вещественный состав кристаллизующихся гранитных расплавов. Высокие содержания тантала и ниобия фиксируются в микроклинах редкометалльных пегматитовых месторождений Унгурсай, Жаты-Сары и Верхняя Баймурза: Та (35,3-84,0 г/т), Nb (18,9-89,3 г/т). Также для них характерны аномальные значения Rb (до 7720 г/т) и Cs (до 1800 г/т), что значительно выше, чем в микроклинах и полевых шпатах других типов месторождений (Чебунтай, Буран и Койтас). Более равномерно в микроклинах разных месторождений распределяются Ве, Li, Sn, W и Mo. Как видно, полевые шпаты, обогащенные Ta, Nb, Rb и Cs, могут быть индикаторами для поиска редкометалльных пегматитов.

Касситериты изучались ИЗ редкометалльно-пегматитовых И грейзеновокварцевожильных месторождений. Установлены их существенные различия по цвету, форме кристаллов, содержанию элементов-примесей и другим признакам. Касситериты месторождения Чердояк представлены хорошо ограненными кристаллами призматическидипирамидальной формы и темно-коричневой окраски, содержат в небольшом количестве Li (7,80-50,54 г/т), Cs (1,45-41,52 г/т), Be (0,40-1,42 г/т) и являются слабо танталоносными Та (6-140 г/т). Напротив, касситериты Юбилейного пегматитового месторождения имеют преимущественно черную окраску, в них установлена высокая концентрация Та (более 5975 г/т) и повышены содержания редких щелочей Li (12950 г/т) и Cs (217,7 г/т), а также Ве (320,7 г/т). Кроме макро выделений, касситериты встречаются в виде микровключений в пегматитах K-Na типа, лепидолитовом грейзене и цветном минеральном комплексе (рис. 2).

*Танталит* в рудах Бакенного, Юбилейного и Кварцевого месторождений встречается в виде кристаллов, вкрапленных зерен и микровключений (рис. 3). Преобладают его марганцовистые разности с высокой концентрацией Sn (до 53890 г/т) и W (до 2218 г/т) и повышенными содержаниями редких щелочей (г/т): Li (до 340), Rb (до 223–1174) и Cs (до 162). Кроме того, танталиты содержат примеси Ti (до 5469), Zr (1185–3459) и Hf (до 8887). Впервые в них выявлены высокие концентрации золота (до 11201 г/т) при содержании Ag (до 15,4), Pt (до 69,6) и U (до 998). Содержание золота в танталите подтверждается результатами растровой микроскопии (весовое значение Au 1,2 %) и рентгеноструктурным анализом.



Рис. 2. Зерно касситерита в пегматитах К-Na типа Юбилейного месторождения.



Рис. 3. РЭМ-изображение танталита в лепидолитовом грейзене Юбилейного месторождения.

Таким образом, исследованиями в Калба-Нарымской зоне дополнительно обоснована пространственная и генетическая связь редкометалльно-пегматитовых месторождений с гранитами калбинского комплекса (P<sub>1</sub>), образование которых происходило в нестандартных геолого-структурных условиях (месторождения Бакенное, Юбилейное, Красный Кордон и др.). В результате масс-спектрометрического анализа в мономинеральных фракциях породообразующих и рудных минералах выявлены повышенные концентрации редких элементов (Ta, Nb, Sn) и редких щелочей (Li, Rb, Cs), которые представляются индикаторами редкометалльного рудообразования в различных типах гранитов и пегматитов. Кроме редких металлов, в породообразующих минералах установлены повышенные содержания многих других элементов (Fe, Mn, Ti, B, P, Cu, Pb, Zn, Sb, Au и др.), отражающих специфику состава кристаллизующихся гранитоидных расплавов и объясняющих новообразование в редкометалльных рудах пирита, арсенопирита, антимонита, турмалина, апатита, сфалерита и других минералов.

Впервые по результатам электронной микроскопии изучено распределение элементов-примесей в рудных минералах (касситеритах и танталитах) и намечены их индикаторные признаки. Научный интерес представляет установление высоких концентраций Au, Pt, U в танталитах редкометалльных пегматитовых месторождений, что заслуживает дальнейшего изучения и анализа. На основе современных методов лабораторных исследований получена новая информация о редкометалльной специализации гранитоидов калбинского комплекса Калбы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Большой Алтай (геология и минералогия). Кн. 1–2. Алматы: Гылым, 1998. 304 с.

2. <u>Дьячков Б.А.</u>, Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А. Алматы: Гылым, 1994. 208 с.

3. <u>Дьячков Б.А.</u> Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2012. 130 с.

4. <u>Загорский В.Е.</u>, Владимиров А.Г., Макагон В.М. и др. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизионных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 2. С. 237–251.

5. <u>Лопатников В.В.</u>, Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. 248 с.

6. <u>Корреляция</u> алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование: Материалы Второго Российско-Казахстанского междун. научн. совещ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. 195 с.

7. <u>Ткачев А.В.</u> Глобальные металлогенические циклы в истории Земли. Автореф. докт. диссертации. М., 2012. 45 с.

8. <u>Щерба Г.Н.</u>, Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 1984. 240 с.

9. <u>Mataibayeva I.E.</u>, Dyachkov B.A., Chernenko Z.I. et al. The content of tantalum in granitoids of Kalba / Materials of International scientific and practical conference «Green economy is the future of humanity» 24, 25 th of May. Part V. Ust-Kamenogorsk, 2014. P. 285–296.

## ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В МИКРОБНЫХ СООБЩЕСТВАХ

#### Е.В. Лазарева

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3, Россия

Обсуждаются особенности, по которым можно идентифицировать или предположить микробиологическую деятельность в геологических отложениях. Эти особенности установлены на основании изучения минералов, образовавшихся в современных микробных сообществах. К таким признакам относятся остатки скелета, отпечатки клеток и нитей микроорганизмов в минералах, псевдоморфозы облекания (чехлы) по нитям и клеткам микроорганизмов, отложение минералов в результате изменения степени окисления элементов и создания специфических Eh-pH условий, не свойственных окружающей обстановке, отложение минералов в результате концентрирования элементов микроорганизмами.

минералы, цианобактериальные маты, термальные источники

## PECULARITIES OF MINEROGENESIS IN THE MICROBIAL COMMUNITIES E.V. Lazareva

This paper discusses pecularities, which can help to identify or assume a microbial activity in geological deposits. The features are determined on the ground of minerals study. These minerals were formed in modern microbial communities. Such characteristics include skeletal remains; prints of microorganism cells and filaments inside minerals, pseudomorphs of enveloping (covers) on cells and filaments; mineral deposition due to changes in the oxidation degree of elements and formation of specific Eh-pH conditions that are not common for an environment; mineral deposition as a result of elements concentration by microorganisms.

minerals, cyanobacterial mats, thermal springs

Помимо основных конституционных элементов (H, C, N, O, P, S) микроорганизмы используют щелочные и щелочноземельные металлы (Na, K, Mg, Ca), элементы с переменной валентностью, получая энергию в процессе окисления/восстановления [18, 16, 13, 17]. Известно селективное использование B, F, Si, Cd, Sr, Ba некоторыми организмами [11]. Микроорганизмы играют важную роль в геохимическом круговороте элементов и приводят в движение биогеохимические циклы, которые намного превосходят по скорости неорганические реакции. Различаются механизмы пассивного (биосорбция) и активного (биоаккумуляция) взаимодействия с неорганическими молекулами и ионами [12]. Для подавляющего большинства элементов известны случаи осаждения, мобилизации, восстановления или метилирования микроорганизмами. Многие элементы переотлагаются в микробном мате в минеральной форме. Морфологические особенности минералов далеко не всегда служат бесспорным доказательством участия микроорганизмов в их образовании, но, безусловно, являются первой ступенью к дальнейшим исследованиям.

представляет концентрирование элементов микроорганизмами с возможностью образования рудных концентраций.

Объектами данного исследования были термофильные сообщества горячих источников Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) [8], Долины Гейзеров (ДГ) и кальдеры Узон (КУ) (Курило-Камчатский вулканический пояс) [1]. Микроморфология и состав минеральных фаз изучались с применением сканирующих электронных микроскопов LEO VP 1430 с системой энергодисперсионного рентгеновского микроанализа Oxford Instruments INCA Energy SEM 350 и TESCAN INCA (операторы А. Т. Титов, М. В. Хлестов). На основании морфологические исследований были выделены признаки, которым по можно идентифицировать присутствие и деятельность микроорганизмов в геологических объектах.

#### ОСТАТКИ СКЕЛЕТА

Остатки створок диатомовых водорослей весьма хорошо сохраняются в травертиновых, гейзеритовых постройках и донных отложениях озер (рис. 1). Диатомовые водоросли обнаружены в микробных сообществах всех исследованных объектов, даже в донном осадке источника «Аркашин шурф» (КУ), характеризующихся высокими содержаниями мышьяка в растворе (7,7 мг/л) и донном осадке (1,9 %).



#### Рис. 1. Створки диатомовых водорослей.

а – травертин источника Жойгон (БРЗ); б – микробное сообщество, развивающееся в зоне смешения термальных вод источника Алла и вод р. Алла (БРЗ); в – донный осадок источника «Аркашин шурф» (КУ).

### ОТПЕЧАТКИ

Отпечатки нитей и отдельных клеток наблюдались в кальците внутри микробных сообществ и в минеральных постройках горячих источников (рис. 2). Отложение кальцита из щелочных гидротермальных растворов источников Баргузинской долины (БРЗ) происходит при условии достаточного содержания Са в растворе. В термофильных цианобактериальных сообществах кальцит отлагается, как правило, в виде кристаллов. Сравнительно крупная карбонатная постройка формируется на источнике Гарга (БРЗ) и традиционно называется «травертином» [9], хотя уже давно обсуждается вопрос об определяющей роли в образовании этого тела цианобактериального сообщества [10]. Кристаллы кальцита образуются цианобактериальном мате (см. рис. 2 а, б) [3, 14]. Внутри мата отдельные индивиды плотно опутаны нитями цианобактерий (см. рис. 2 в, г), которые частично

блокируют рост, что приводит к формированию в кристаллах незакономерных «прорезей» и сквозных каналов (см. рис. 2 б). Карбонатная постройка представляет собой купол, в вертикальном разрезе которого наблюдается чередование слоев с различным составом, структурными и текстурными особенностями [2, 6]. В двух разновидностях были установлены кристаллы кальцита, по размерам и отпечаткам нитей соответствующие тем, что формируются в микробном сообществе (см. рис. 2 д). Также установлены отпечатки в зернах кальцита, отличающихся по морфологии от тех, что образуются в микробном мате (см. рис. 2 е). Данные наблюдения позволили провести дополнительные исследования и по распределению радионуклидов показать, что основная часть постройки сформирована в результате деятельности микробного сообщества [6].



Рис. 2. Кристаллы кальцита, формирующиеся в цианобактериальном сообществе источника Гарга (БРЗ).

a – с незакономерными прорезями от нитей цианобактерий б – следы нитей цианобактерий, запечатанных в кристаллах внутри кристаллов кальцита (в, г), и кальците, слагающем Гаргинскую карбонатную постройку (д, е).

## ПСЕВДОМОРФОЗЫ ОБЛЕКАНИЯ (ЧЕХЛЫ) ПО НИТЯМ И КЛЕТКАМ МИКРООРГАНИЗМОВ

Они наиболее распространены в сообществах, различаются по генезису: могут быть сложены соединениями: 1) отлагающимися непосредственно из термального раствора гидрохимическим путем, 2) состоящими из элементов сконцентрированных микроорганизмами из раствора (рис. 3).





a – опаловая минеральная вата в цианобактериальном сообществе источника Термофильный (кальдера Узон); б – то же в палеоотложениях; в – чехлы S° по нитям цианобактерий среди обрастаний бактерий рода *Thiothrix* (источник Алла, БРЗ); г – чехлы опала по клеткам микроорганизмов в сообществе источника Термофильный (КУ); д – то же в палеоотложениях; е – чехлы фосфата Fe и Ca по клеткам и нитям микроорганизмов в сообществе водопада Эскалатор (ДГ).

Псевдоморфозы первого типа распространены фактически повсеместно, чаще других встречаются опаловые (см. рис. 3 а, г). Максимальное количество псевдоморфоз приурочено к участкам, где активно в результате испарения термального раствора отлагается опал и консервирует структуру сообщества, поскольку поверхность микроорганизмов хорошо удерживает коагулирующий из раствора гель кремнекислоты (см. рис. 3 г). Псевдоморфозы, сложенные опалом, хорошо сохраняются в геологических отложениях. Кремнистые чехлы в живом сообществе источника Термофильный (кальдера Узон) полностью идентичны тем, что сохранились в его палеоотложениях. Сравнительно реже встречаются чехлы, сложенные кальцитом. Ко второму типу относятся псевдоморфозы фосфата Са и Fe, обнаруженные в цианобактериальном сообществе, развивающемся в водопаде Эскалатор Долины Гейзеров. Содержание Р и Fe в растворе низкое (26 и 37 мкг/л); очевидно, что элементы концентрируются микробным сообществом и отлагаются как псевдоморфозы по клеткам и в виде пленок (см. рис. 3 е).

На выходе горячих источников, содержащих  $H_2S$  в растворе, развиваются сероокисляющие бактерии. Среди обрастаний нитчатых бактерий рода *Thiothrix* встречаются чехлы, сложенные серой, которые соответствуют размеру нитей цианобактерий рода *Phormidium* [3]. Сам чехол служит зародышем для дальнейшего роста индивидов серы.

Большинство цианобактерий окисляют сульфидную серу с образованием S°, которая выпадает снаружи клетки или остается прикрепленной в виде дисперсных частиц на слизистом чехле [15].

#### ИЗМЕНЕНИЕ СТЕПЕНИ ОКИСЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ И ЕН-РН УСЛОВИЙ

Наиболее распространенный пример – деятельность сероокисляющих и сульфатредуцирующих бактерий. Отложение S° характерно для сообществ бактерий родов *Thiothrix* и *Thermothrix*, образующих космы белого цвета на выходе термальных ручьев. Образование субмикронных шаров S° начинается еще внутри живых нитей *Thiothrix* (рис. 4 а) в результате процесса хемосинтеза [19]. После гибели бактерий шары слипаются, образуя агрегаты. Эти агрегаты становятся зародышами для дальнейшего роста остробипирамидальных кристаллов (см. рис. 4 б).



Рис. 4. Минералы, отлагающиеся в сообществах за счет изменения Eh-pH параметров и восстановления S.

а – шаровидные частицы S° в нитях *Thiothrix*, б – кристаллы S° в пространстве между ними (источник Алла, БРЗ); в – пирит, образующийся в микробном сообществе за счет деятельности сульфатредуцирующих бактерий (источник Уро, БРЗ); г, д – кальцит, образующийся в цианобактериальном сообществе источника Термофильный (КУ); е – псевдоморфоза опала по кальциту (д) в палеоотложениях источника Термофильный.

Хорошо ограненные кристаллы серы и сульфиды отмечены в богатых органическим веществом осадках термальных и холодных озер [5]. Такие сульфиды можно наблюдать и в циано-бактериальных сообществах (см. рис. 4 в), но количество их в источниках, не содержащих H<sub>2</sub>S, мало.
Развивающееся по изливу термального ручья цианобактериальное сообщество значительно влияет на изменение Eh-pH растворов [1, 4]. По изливу ручья источника Термофильный (КУ) pH раствора меняется от 6,2 до 8,7, Eh – от –40 до 230. В микробном сообществе установлено отложение кальцита. Согласно термодинамическим расчетам [4], образование CaCO<sub>3</sub> не может происходить, так как воды источника слишком кислые. Только благодаря взаимодействию с микробным сообществом, раствор подщелачивается и окисляется достаточно для формирования минерала (см. рис. 4 г, д). Но за пределами сообщества минерал неустойчив, в палеоотложениях источника не обнаружен, наблюдаются только псевдоморфозы опала, идентичные выведениям кальцита (см. рис. 4 е).

### КОНЦЕНТРИРОВАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ

При исследовании цианобактериальных термофильных сообществ автором установлено не так много примеров концентрирования элементов и отложения их в виде минералов. Ранее уже говорилось об отложении фосфата Fe и Ca (см. рис. 3, е; рис. 5 с). Также обнаружено образование барита в цианобактериальном сообществе, развивающемся на выходе парогазовых струй в ДГ (см. рис. 5 в). Одним из наиболее важных случаев можно считать концентрирование Нg (до 1000 г/т на сухое вещество) бентосным микробным сообществом источника Заварзина (КУ) и отложение ее в виде сульфида (см. рис. 3 б). Подобное концентрирование Нд происходит в торфе, контактирующем с кислыми дренажными растворами и хвостами Урского хвостохранилища [7]. Важно, что в торфе совместно с Hg концентрируются Au (до 80 г/т) и Ag (до 500 г/т). Se-содержащие сульфиды и селениды Hg с примесью I и Ag обильно покрывают органические остатки и местами образуют чехлы по клеткам микроорганизмов [7].



Рис. 5. Концентрирование элементов микробным сообществом и отложение минералов. а – субмикронные удлиненные выделения барита (светлое) в цианобактериальном сообществе, развивающемся на выходе парогазовых струй (ДГ); б – субмикронные светлые выделения сульфида Нд и шарообразные агрегаты сульфида Fe в бентосном сообществе источника Заварзина (КУ); в – отложение фосфата Fe и Ca в цианоактериальном сообществе водопада Эскалатор (ДГ).

Перечисленные минерало-морфологические особенности деятельности микроорганизмов наблюдаются в исследуемых системах как совместно, так и отдельно друг от друга.

Автор благодарит сотрудников Кроноцкого заповедника за содействие в организации работ в кальдере Узон и Долине Гейзеров. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 14-05-00668; ИП СО РАН №94.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Кальдерные микроорганизмы / Отв ред. Г.А. Заварзин. М.: «Наука», 1989. 120 с.

2. <u>Лазарева Е.В.</u>, Брянская А.В., Жмодик С.М. и др. Исследование распределения элементов между циано-бактериальным сообществом и карбонатной постройкой термального источника методом РФА-СИ // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования, 2012. № 5. С. 77–85.

3. <u>Лазарева Е.В.</u>, Брянская А.В., Жмодик С.М., и др. Минералообразование в цианобактериальных матах щелочных гидротерм Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны // ДАН, 2010. Т. 430. № 5. С. 675–680.

4. <u>Лазарева Е.В.</u>, Анисимова Н.С., Брянская А.В. и др. Особенности минералообразования в микробных сообществах, развивающихся по изливу источника Термофильный (кальдера Узон, Камчатка) // Труды Кроноцкого государственного биосферного заповедника Выпуск 2. / Отв. ред. В. И. Мосолов. Петропавловск-Камчаткий: Камчатпресс. 2012. С. 143–156.

5. <u>Лазарева Е.В.</u>, Брянская А.В., Таран О.П., и др. Исследование распределения элементов между компонентами системы солёного озера методом РФА-СИ // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования, 2012. № 12. С. 70–80.

6. <u>Лазарева Е.В.</u>, Жмодик С.М., Мельгунов М.С. и др. Перераспределение радионуклидов между микробным матом и травертином Гаргинского горячего источника (Байкальская рифтовая зона)// ДАН, 2011. Т. 43. № 5. С. 669–676.

7. <u>Мягкая И.Н.</u>, Лазарева Е.В., Густайтис М.А. и др. Золото в системе сульфидные отходы и торфяник как модель поведения в геологических процессах // ДАН, 2013. Т. 453. № 2. С. 201–206.

8. <u>Намсараев З.Б.</u>, Горленко В.М., Намсараев Б.Б., Бархутова Д.Д. Микробные сообщества щелочных гидротерм. Новосибирск: СО РАН, 2006. 110с.

9. <u>Плюснин А.М.</u>, Суздальницкий А.П., Адушинов А.А., Миронов А.Г. Особенности формирования травертинов из углекислых и азотных термальных вод в зоне Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2000. Т.41, № 4. С. 564–570.

10. <u>Татаринов А.В.</u>, Яловик Л.И., Намсараев З.Б. и др. Роль бактериальных матов в петрогенезисе и образовании рудных минералов травертинов азотных гидротерм Байкальской рифтовой зоны // ДАН, 2005. Т. 403. № 5.С. 678–681.

11. <u>Chen X.</u>, Schauder S., Potier N. et al. Structural identification of a bacterial quorumsensing signal containing boron// Nature, 2002. V. 415. N 6871. P. 545–549.

12. <u>Chojnacka K.</u> Biosorption and bioaccumulation – the prospects for practical applications// Environ. Intern., 2010. V. 36. P. 299–307.

13. Ehrlich H.L. Geomicrobiology. 4th edition / Marcel Dekker, New York, 2002. 768 p.

14. <u>Lazareva E.V.</u>, Bryanskaya A.V., Zhmodik S.M., et al.. Elements redistribution between organic and mineral parts of microbial mats: SRXFA research (Baikal Rift Zone) // Nuclear Instruments & Methods in Physics Research, A. 2009. V. 603. P. 137–140.

15. <u>Stal L.J.</u> Microbial mats and Stromatolites. The Ecology of Cyanobacteria. Their Diversity in Time and Space / BA Whitton and M Potts (Eds), 2000. P. 61–120.

16. <u>Stolz J.F.</u>, Oremland, R.S., Bacterial respiration of arsenic and selenium // FEMS Microbiol. Rev., 1999. V. 23. N 5. P. 615–27.

17. <u>Tebo B.M.</u>, Johnson H.A., McCarthy J.K., Templeton A.S. Geomicrobiology of manganese (II) oxidation // Trends Microbiol., 2005. V. 13. P. 421–428.

18. <u>Tebo B.M.</u>, Obraztsova A.Y., Sulfate-reducing bacterium grows with Cr(VI), U(Vi), Mn (VI), and Fe(III) as electron acceptor // FEMS Microbiol. Lett. 1998. V. 162. P. 193–198.

19. <u>Vasconcelos C.</u>, Warthmann R., McKenzie J.A. et al. Lithifying microbial mats in Lagoa Vermelha, Brazil: Modern Precambrian relics?// Sedimentary Geology, 2006. V. 185. P. 175–183.

УДК 504.05

# ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

### В.В. Лапина

Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. д.7-9, Россия

В статье рассмотрена классификация территорий по степени нарушенности геологической среды и почвенного покрова. Отмечена зависимость между нахождением золотодобывающего предприятия и расположением в субъекте или Федеральном округе Российской Федерации. Обращено внимание на необходимость учитывать интересы населения, проживающего в этих регионах. Оценены перспективы массового внедрения технологии кучного выщелачивания золота с экологической точки зрения. Дана личная оценка деятельности некоторых золотодобывающих предприятий России.

природопользование, золотодобыча, кучное выщелачивание, цианирование

## GEOENVIRONMENTAL PROBLEMS OF DEVELOPMENT OF GOLD DEPOSITS IN THE TERRITORY OF RUSSIA

### V.V. Lapina

There is an areas classification graded according to the disturbance of geological environment and soil in the article. The correlation is observed between gold mines and it is location in Russian Federal subjects or in Russian federal district. Attention is paid to necessity to respect interests of local population. The prospects of gold cyanidation mass implementation are assessed from environmental point of view. The personal opinion about activities of some Russian gold mining companies is given.

environment management, gold-mining, heap leaching, cyanidation

Месторождения золота распространены достаточно широко, имеются на территории более ста стран на всех континентах и встречаются в самых разнообразных геологических обстановках [1]. Степень нарушенности геологической среды и почвенного покрова вследствие золотодобычи можно оценить на основе интенсивности и продолжительности отработки россыпей с учетом их расположения в разных ландшафтных зонах. Районы многолетней интенсивной эксплуатации золоторудных россыпных и коренных месторождений подразделяются на две группы:

• рудно-россыпные районы, где разведка и разработка коренных месторождений благородных металлов приводит к нарушению геологической среды до глубин 250–500 м, а так же к загрязнению земель, подземных и поверхностных вод и атмосферы;

• преимущественно россыпные районы, где при отработке месторождений открытым или дражным способом происходит интенсивное нарушение речных долин и их склонов, а промывка песков с применением кучного выщелачивания растворами кислот – к загрязнению поверхностных и подземных вод.

С учётом этих параметров коллективом авторов Ю.В. Лир, С.В. Сендек, В.К. Кушнеренко и др. [2] были выделены три категории экологического состояния районов золотодобычи на территории России: удовлетворительное, напряженное и тяжелое.

363

• К территориям с удовлетворительной экологической обстановкой отнесены преимущественно золотороссыпные районы, где отработка месторождений началась сравнительно недавно (10–20 лет назад), и местность характеризуется слабой нарушенностью. К этим территориям относятся Кожимский район Полярного Урала, Североземельский, Гулинский платиноносный, Западно-Саянский, Кондерский, Колымо-Омолонский, Корякско-Анадырский.

• К территориям с напряженным экологическим состоянием отнесены районы, где интенсивная отработка россыпей продолжается более 50–70 лет. Здесь же располагаются основные коренные месторождения золота, подземные выработки которых достигают глубины до 500 м. Помимо значительной нарушенности верхней части литосферы, существенное воздействие испытывают ландшафтов, имеющие длительный период самоочищения и самовосстановления, особенно в густонаселённых районах. К числу таких, в первую очередь, относятся Урал, Кемеровская, Читинская, Амурская области. Напряженное экологическое состояние отмечается на территории Енисейского кряжа, Ленско-Бодайбинском, Баргузинском, Витимском, Аллах-Юньском золотороссыпных районах, Яно-Колымской золотоносной провинции и на Чукотке.

• К тяжелым по экологическим условиям следует отнести старые промышленные районы России, в которых работы на россыпях и коренных месторождениях золота ведутся более 100–150 лет. Здесь же размещаются мощные горно-обогатительные комплексы и золотоизвлекающие предприятия, на которых длительное время применяется *цианирование руд* при отработке коренных месторождений и *кучное выщелачивание* техногенных отвалов и первичных руд в последние годы. К таким территориям относятся Среднее-Уральский и Южно-Уральский, Алданский (Куранахский) и Кузнецкий районы. [2]

В настоящее время в России стремительными темпами идет развитие технологии кучного выщелачивания золота из руд, в том числе из небольших месторождений, бедных и забалансовых руд. Освоение технологии кучного выщелачивания является выгодным вложением капитала в золотодобывающую промышленность [4]. Цианиды в силу высокой растворимости несут опасность загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами и элементами-токсикантами, содержащимися в первичных рудах месторождений. К их числу относятся ртуть, мышьяк, висмут, кадмий и другие [5]. При использовании метода кучного выщелачивания необходимо использовать специальные природоохранные меры по изоляции технологических отходов, чтобы исключить поступление цианидов в природную среду. Наиболее эффективным является химическое связывание подвижных форм элементовтоксикантов [3]. Загрязнение окружающей среды территории Урала, Забайкалья и Дальнего Востока, где население широко использует для своих нужд поверхностные воды, рыбные ресурсы, вторичные лесные ресурсы, приводит к напряженной экологической ситуации и сложным социальным проблемам. В этих регионах необходимы тщательный экономический анализ экологического ущерба и оценка объёма средств, необходимых не только для восстановления земель, но для возмещения социальных убытков [5]. Сложно оценить воздействие окружающую среду предприятий золотодобывающей негативное на промышленности, находящихся на территории Свердловской и Челябинской областей, вследствие наличия в этих субъектах других крупных промышленных предприятий.

364

Территория Сибирского федерального округа характеризуется разнообразными полезными ископаемыми, что определяет различные виды воздействия на окружающую среду при их добыче и переработке. Это особенно актуально в сложных гидрологических условиях, не способствующих рассеиванию загрязнений. Для территории Дальневосточного федерального округа характерно значительное воздействие на окружающую среду золотодобывающих предприятий вследствие масштабных разработок запасов драгоценных металлов и сложных природно-климатических условий. Изложенные проблемы, связанные с деятельностью золотодобывающих предприятий России, фактически представляют некую «фотографию» сложившейся экологической ситуации, определившей соответствующее районирование территории страны. По своей сути – это следствие хозяйственной деятельности разного рода предприятий, начиная от крупных государственных и акционерных структур и заканчивая старательскими артелями, инициативными группами людей, получивших лицензию на добычу золота. Именно последние (контингент небольших производственных предприятий, насчитывающий в лучшем случае до двух десятков сотрудников), выросли в геометрической прогрессии за последние пять, семь лет. Эти мелкие коллективы уходят в труднодоступные горно-таёжные тундровые районы и становятся недосягаемы (экологически неподконтрольны) для государственных структур. Даже в промышленно освоенных районах, в пределах рудных полей раньше эксплуатировавшихся месторождений, инициативные товарищества в рамках определенных лицензией промывочных контуров россыпей пускают под бульдозер на промывку делювий всех склонов, на которых известны ранее выявленные кварцевые жилы и зоны кварцевого прожилкования с золотом (например, рудное поле месторождения Мальдяк в Магаданской области и другие). Поэтому причину сложившейся экологической ситуации следует рассматривать не только с учётом золотодобычи давно минувших лет, но и в связи с современным состоянием дел в золотодобывающей промышленности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Минеральное</u> сырье: от недр до рынка. В 3-х т. Т. 1 Благородные металлы и алмазы. Золото, серебро, платиноиды, алмазы / Отв. ред. А.П. Ставский. М.: Научный мир, 2011.400 с.

2. <u>Недра</u> России. В 2-х т. Т. 2. Экология геологической среды / Отв. ред. Н.В. Межеловский, А.А. Смыслов. Санкт-Петербург. Горный ин-т. Межрегион. СПб. М., 2002. 662 с.

3. <u>Неудачин А.П.</u> Геоэкологические проблемы цианидного выщелачивания золота. Проблемы и приоритеты // Геоэкология. 2003, № 5. С. 44

4. <u>Арсов Г.</u> Применение цианидов в золотодобыче и Международный кодекс использования цианидов [Электронный ресурс] // Золото и технологии, № 1(15)/февраль 2012 г. URL: http://zolteh.ru/index.php?dn=news&re=print&id=417 (дата обращения 30.09.2014)

5. <u>Дементьев В.Е.</u>, Татаринов А.П., Гудков С.С. и др. Перспективы извлечения золота методом кучного выщелачивания в холодных климатических регионах России [Электронный pecypc] // Золотодобыча, 2000. № 23. URL: http://zolotodb.ru/articles/technical/374 (дата обращения 30.09.2014)

# СУЛЬФАТНО-ХЛОРИДНЫЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ФЛЮИДЫ С УЧАСТИЕМ ЗОЛОТА И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

### Ю.В. Лаптев

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

Опыты проведены в рамках модели магматогенных процессов при формировании месторождений с участием флюидов сульфатно-сульфидно-хлоридного типа. Экспериментально определены удельные объемы ( $\rho$ , см<sup>3</sup>/ $\Gamma$ ) флюидов состава 2 m Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>–H<sub>2</sub>O и 2 m Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> – 0,5 m NaCl–H<sub>2</sub>O при температуре 300–450 °C, давлении 100–700 бар с измерением их параметров гомогенизации ( $T_{\text{гом}}$ ,  $P_{\text{гом}}$ ). В этих флюидах исследовано влияние давления на изменение растворимости золота Au(мет) и синтезированных сульфидов Fe, Cu, Mo при P = 230–550 бар и T = 376 °C. Впервые установлены эффекты явного уменьшения растворимости сульфидов и, наоборот, повышения растворимости золота с повышением давления от 230 до 550 бар.

сульфатно-хлоридные флюиды, надкритические условия, миграционная способность, рудные компоненты

# SULPHATE-CHLORIDE HIGH-TEMPERATURE FLUIDS WITH PARTICIPATION OF GOLD AND RARE ELEMENTS (EXPERIMENTAL DATA) Yu.V. Laptev

Experiments are carried out within the bounds of the magmagene process model during the deposits formation with participation of sulphate-sulphide-chloride fluids. Specific volumes ( $\rho$ , cm3/g) of fluids with composition of 2 m Na2SO4–H<sub>2</sub>O and 2 m Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> – 0,5 m NaCl–HO in the range of 300–450 °C, 100–700 bars with measurement of their homogenization parameters (T<sub>gom</sub>, P<sub>gom</sub>) are experimentally determined. These fluids are studied for an influence of pressure on solubility changes of gold and synthesized Fe, Cu, Mo sulfides at P = 230–550 bars and temperature 376 °C. Effects of the obvious reduction of sulfides solubility and, on the contrary, the increase of Au solubility with pressure rise from 230 to 550 bars are ascertained for the first time.

sulphate-chloride fluids, above-critical conditions, migrational ability, ore components

В последние годы по результатам исследований расплавных и флюидных включений в минералах магматических пород и связанных с ними рудно-метасоматических образований выявлен новый тип своеобразных по составу «окисленных» флюидов, который изучении многих широко распространенных обнаруживается при магматических образований. Сводка исследований по данной проблеме приводится в статьях [1, 2]. Показано, что участие окисленных сульфатсодержащих флюидов В процессах рудообразования типично для разных по составу магматических комплексов: Cu-Moпорфировых гранитоидных [2, 3, 9], щелочных и щелочно-базитовых [4, 6, 7].

В рамках модели магматогенных процессов с участием флюидов сульфатнохлоридного типа получены новые экспериментальные данные по физико-химическим особенностям существования надкритических флюидов, поведения в них Au, Mo, Fe и Cu.

366

Опыты проведены по методике сульфидизации растворимых соединений рудных элементов элементарной серой в высокотемпературных условиях (376 °C) в сульфатно-хлоридных флюидах состава 2 m Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> – 0,5 m NaCl (в пересчете на массовое содержание – 22 мас. % Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и 3 мас. % NaCl) (т – моляльность, известный способ записи мольной концентрации компонента в 1 кг H<sub>2</sub>O). В пересчете на массовое содержание компонентов приведенные величины моляльности соответствуют 22 мас. % Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и 3 мас. % NaCl. Первые данные по измерениям физико-химических свойств концентрированных водно-солевых флюидов сульфатно-хлоридного состава при повышенных температурах приведены в монографии М. И. Равича [8], в которой детально исследована система Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O. Показано, что ввиду особых свойств сульфатсодержащих флюидов предельные концентрации растворенного сульфата натрия определяются степенью осаждения тенардита Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> за счет резкого уменьшения его растворимости с ростом температуры (рис. 1). Из расположения и формы изобарических кривых на рис. 1 следует, что высокие концентрации сульфата могут достигаться только в надкритических высокоплотных флюидах при создании повышенных давлений. Если для насыщенного при комнатной температуре раствора Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (22 мас. %) устойчивость гомогенного флюида при T = 325 °C будет наблюдаться только при давлениях больше 200 бар, то для сохранения его состава при росте температуры до 425 °C требуется повышение давления до 1000 бар. Эти данные находятся в достаточном соответствии с результатами недавнего термобарометрического изучения свойств флюидов, законсервированных во включениях при залечивании трещин кварце R R высокотемпературных гидротермальных опытах с участием флюидов Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O [5].



Рис. 1. Схема диаграммы по растворимости Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> в H<sub>2</sub>O, построенная по данным [8] (Р и Q – первая и вторая критические точки соответственно).

I – трехфазное равновесие «твердое – раствор – пар» (низкотемпературная область – < 373 °C, низкие давления) или «твердое – раствор 1 – раствор 2» (высокотемпературная область – 450–520 °C); 2 – двухфазное равновесие «твердое (Na<sub>2</sub>SO<sub>4тв</sub>) – раствор»; 3 – двухфазное равновесие «раствор 1 – раствор 2» (область расслаивания). Цифры у кривых – давление в барах.

Планирование РТ-параметров для наших экспериментов с Au, Mo, Fe и Cu должно быть жестко обосновано исходя из данных на рис. 1. Однако для воспроизведения расчетного давления при проведении автоклавных опытов требуется дополнительно знание удельных объемов флюидов (ρ, см<sup>3</sup>/г) заданного состава при конкретной температуре. Через них рассчитываются объемные коэффициенты заполнения автоклавов (k<sub>v</sub>). С этой целью были проведены собственные измерения указанных величин по обратной задаче построения изохор при заданных коэффициентах заполнения автоклавов (рис. 2).



Рис. 2. Изохоры в координатах Р–Т для флюидов состава 2m Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> – H<sub>2</sub>O и 2m  $Na_2SO_4 -$ 0,5m NaCl –  $H_2O_1$ построенные ПО данным наших измерений при коэффициентах k = 0,6k = 0.8заполнения И В сопоставлении с данными для воды по справочнику [10] при k = 0,8.

Фигурные обозначения 1, 2 и 3 отвечают температуре и давлению в опытах по синтезу сульфидов

По этим изохорическим зависимостям с учетом плотности загруженных растворов (при обычной температуре) рассчитаны не только удельные объемы надкритических флюидов состава 2 m Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>–H<sub>2</sub>O и 2 m Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>–0,5 m NaCl–H<sub>2</sub>O, но также и T<sub>гом</sub>, P<sub>гом</sub> – параметры точки гомогенизации флюидов указанного состава температуру (табл. 1). В таблице для сравнения приведены справочные данные для воды [10]. Очевидно, что при одном и том же k<sub>v</sub> = 0,8 добавление солей в воду приводит к резкому уменьшению удельного объема надкритического флюида ( $\rho$ , см3/ $\Gamma$ ) и повышению T<sub>гом</sub>, P<sub>гом</sub>. Уменьшение k<sub>v</sub> до 0,6 для состава 2 m Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>–H<sub>2</sub>O способствует увеличению всех измеряемых параметров гомогенизации.

Таблица 1. Измеренные параметры гомогенизации (удельный объем р, температураТ, давление Р) флюидов указанного состава при разных объемных коэффициентах заполнения (kv).

Состав флюида	$k_{v}$	р, см <sup>3</sup> /г	$T_{ m \tiny {\it com}}$ , ° $C$	Р <sub>гом</sub> , бар
H <sub>2</sub> O	0,8	1,25	250	50
$2m Na_2SO4-H_2O$	0,8	1,04	312	80
2m Na2SO4–0,5m NaCl–H <sub>2</sub> O	0,8	1,025	318	100
$2m Na_2SO_4-H_2O$	0,6	1,38	368	180

Ввиду сильного влияния давления на внутренние равновесия в водной сульфатнохлоридной системе на настоящем этапе исследований в качестве первоочередной задачи впервые было выбрано *изучение влияния давления* на поведение золота, молибдена, железа и меди. В этом варианте растворимость Au(мет) и новообразованных сульфидов Mo, Fe, Cu лимитирует миграционную способность рудных элементов в сульфатно-хлоридном флюиде состава H<sub>2</sub>O–2 m Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>–0,5 m NaCl. При выбранной температуре опытов 376 °C давление в них в соответствии с изохорами на рис. 2 менялось за счет изменения коэффициентов заполнения автоклавов: 1) k<sub>v</sub> = 0,8; P = 550 бар; 2) k<sub>v</sub> = 0,7; P = 400 бар; 3) k<sub>v</sub> = 0,6; P = 230 бар. При этом состояние флюидов во всех трех опытах отвечало их надкритическим условиям, поскольку заданные параметры превышают параметры гомогенизации флюида данного состава (см. таблицу).

Содержание Fe, Cu и Mo, добавленных в форме растворимых солей FeCl<sub>2</sub>, CuSO<sub>4</sub> и Na<sub>2</sub>MoO<sub>4</sub>, составляло по 0,02 m. Золото вводилось в виде взвешенной фольги. Содержание элементарной серы было равно 0,3 m, что соответствовало примерно 5-кратному избытку относительно стехиометрии образования сульфидов (FeS<sub>2</sub>, CuFeS<sub>2</sub>, MoS<sub>2</sub>). В результате опытов установлено, что при наибольшем давлении (550 бар) осаждения тенардита не происходит. Сульфиды представлены мелкокристаллическим осадком черного цвета. Осадок и раствор в охлажденном состоянии разделяются хорошо. Формы новообразованных сульфидов еще определяются. При уменьшении давления до 400 бар формируется обильный осадок тенардита в хорошо образованных шестоватых формах, которые смешаны с черным осадком сульфидов. При минимальном давлении (230 бар) тенардит также обнаруживается в больших количествах. Для сульфидов в этом опыте характерна наименьшая степень кристалличности, вплоть до образования взвешенного осадка на дне автоклава. Элементарная сера во всех опытах полностью реагирует на образование сульфидов (рис. 3).



Рис. 3. Изменение концентраций Au, Mo, Fe и Cu (lg m<sub>i</sub>) в растворах после опытов по осаждению сульфидов при t = 376 °C в зависимости от давления.

Очевиден явный эффект повышения растворимости золота с ростом давления от 230 до 550 бар. При этом концентрации Au (интервал lg  $m_{Au}$  от -5 до -4,5 соответствует его содержаниям от 2 до 6 мг/л) отвечают величинам, достаточным для возможности переноса золота сульфатно-хлоридными флюидами в значимых масштабах в исследуемых гидротермальных процессах. В то же время повышение давления способствует снижению

концентраций Мо, Fe и Cu, но только в интервале 230–400 бар. Аномальный факт сближения растворенных концентраций Fe, Cu и Mo в опытах при каждом давлении независимо от природы индивидуальной формы осажденных сульфидов пока логически объяснить не удается, в том числе и с точки зрения расчетных равновесий с участием сульфидов.

Представленные в первой половине статьи данные по измерению объемных свойств сульфатсодержащих флюидов имеют самостоятельное значение для выяснения природы их физико-химического состояния, предельных параметров гетерогенизации. Измеренные величины удельных объемов флюидов в надкритическом состоянии, а также температуры и давления условий их гомогенизации должны служить «табличной» основой при анализе данных термометрии газово-жидких включений в минералах месторождений исследуемого типа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 13-05-00478, 13-05-00980.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Борисенко А.С.</u>, Боровиков А.А., Житова Л.М. и др. Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 12. С. 1308–1325.

2. <u>Борисенко А.С.</u>, Боровиков А.А., Васюкова Е.А. и др. Окисленные магматогенные флюиды, их металлоносность и роль в рудообразовании // Геология и геофизика, 2011. Т. 52. № 1. С. 182 – 206.

3. <u>Боровиков А.А.</u>, Бульбак Т.А., Борисенко А. С. И др. Поведение Au, Sb, Te, As и Bi в гетерофазных хлоридных окисленных флюидах при 700 °C в диапазоне давлений 109 – 124 МПа (по данным изучения синтетических включений) // ДАН, 2011. Т. 437. № 1. С. 81–84.

4. <u>Коваленкер В.А.</u>, Наумов В.Б., Прокофьев В.Ю. Гетерогенизация флюидов, как один из факторов отложения продуктивных ассоциаций при формировании золоторудных и золото-серебряных месторождений. Минералообразование из вскипающих растворов. Пермь. Изд-во Перм. ун-та, 1988. С. 217–218.

5. <u>Котельникова З.А.</u>, Котельников А.Р. Свойства сульфатсодержащих флюидов по данным синтетических флюидных включений. Материалы совещания: XV Российское совещание по экспериментальной минералогии. Сыктывкар. Институт геологии Коми НЦ УРО РАН, 2005. С. 180–181.

6. <u>Наумов В.Б.</u>, Каменецкий В.С., Томас Р. И др. Включения силикатных и сульфатных расплавов в хромдиоксиде Инаглинского месторождения (Якутия, Россия) // Геохимия, 2008. № 6. С. 603–614.

7. <u>Панина Л.И.</u>, Моторина И.В. Жидкостная несмесимость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов // Геохимия, 2008. № 5. С. 1–18.

8. <u>Равич М.И.</u> Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях. М. Наука, 1974. 151 с.

9. <u>Реддер Э.</u> Флюидные включения в минералах. Т. 2. М.: Мир, 1987. 630 с.

10. <u>Ривкин С.А.</u>, Александров А.А. Термодинамические свойства воды и водяного пара. М.: Энергия. 1975. 79 с.

# ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ УРОВНЕЙ ПОРФИРОВЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

### А.С. Лапухов, И.С. Головина

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

Рассматривается возможность приложения принципы фациального анализа магматических образований, впервые сформулированных в работах М.А. Усова и позднее развитых Ю.А. Кузнецовым и другими исследователями, к рассмотрению эпитермальных и порфировых рудообразующих систем. В пределах поверхностной и субвулканической фаций глубин (до 1,5 км) приурочены различные типы островодужных эпитермальных Аu–Cu месторождений. На примерах ряда порфировых месторождений США, сформированных во внутриплитных геодинамических обстановках, показана их приуроченность к гипабиссальной и различным фациальным уровням мезоабиссальной фации глубин.

фации, порфировые, рудообразующие системы, термобарогеохимия, термодинамические параметры

## THERMOBAROGEOCHEMICAL PARAMETERS OF DIFFERENT FACIES LEVELS OF THE PORPHYRY ORE-FORMING SYSTEMS A S. Lapukhav, J.S. Calavina

A.S. Lapukhov, I.S. Golovina

Feasibility of application of the facies analysis principles of igneous rocks is studied, to research the epithermal and porphyry ore-forming systems. These principles were first formulated in the works by M.A. Usov and later developed by Y.A. Kuznetsov and other researchers. Different types of island arc epithermal Au–Cu deposits are associated with surface and subvolcanic facies (up to 1,5 km). On the number of USA porphyry deposits formed in intraplate geodynamic settings shown their association with hypabyssal (Bingham deposit, 4,5 km) and the various facies levels of mesoabyssal facies of depth (Ann Mason deposit – 6 km, Piney Grove – 8 km and Butte –10 miles).

facies, porphyry, ore-forming system, thermobarogeochemistry, thermodynamic parameters

В работе М.А. Усова [11] было сформулировано понятие о магматических фациях как о совокупности свойств горных пород, образовавшихся при определенных условиях, которые накладывают отпечаток на морфологию тел, структурный облик и их минеральный состав. Зональное расположение различных минеральных фаций жильного типа описано в работе Ф.Н. Шахова [14]. Ю.А. Кузнецовым [5] были детализированы и конкретизированы черты отдельных фаций глубинности магматических пород, впервые выделена группа приповерхностных или субэффузивных фаций и предложено более общее определение, что магматическая фация – «совокупность термодинамических и тектонических условий появления и исчезновения магм, которым соответствует комплекс особенностей изверженных, метаморфических и метасоматических пород, обладающих набором взаимно коррелирующихся свойств и отношений». Были количественно оценены основные параметры развития пород отдельных фаций: I) *вулканической или поверхностной фации* с глубиной до первых десятков метров (T - -40 - +30 °C; P - 1-10 бар);

II) *субвулканической фации* с глубиной от 1,0 до 1,5 км (T − +30 − +50 °C, P − 10−300 бар);

III) *гипабиссальной* с глубиной от 1.5 до 6 км (Т – +50 – +400 °C, Р – 300–1500 бар);

IV) *мезоабиссальной* с глубиной от 6 до 10 км (T – +400 – +650 °C, P – 1,5–3,0 кбар);

V) *абиссальной* с глубиной >10 км (T - +550 - +750 °C, P > 3 кбар);

VI) ультраабиссальной с глубиной свыше 20 км (T > 750 °C, P – 5–6 кбар).

В настоящей работе авторы попытались приложить общие принципы фациального анализа магматических образований к рассмотрению порфировых рудообразующих систем на основе обширной информации по термобарогеохимии индивидуальных флюидных включений [1, 6, 21, 26], с учетом использования результатов численного моделирования динамики тепло- и массообмена в ортомагматических флюидных системах [6, 12].

Согласно сложившейся традиции в русскоязычной металлогенической литературе, порфировые месторождения типизируются по вещественным, геохимическим и формационным признакам [4, 15]. Наиболее полное определение понятия медно-молибден-порфировой формации приведено в работе Сотникова В.И [10]. В современной англоязычной литературе в качестве ведущего классификационного признака порфировых систем используется степень сульфидизации минеральных ассоциаций [19, 20, 24, 26, 31].

Термин «эпитермальные месторождения» употребляется для описания  $Au \pm Ag \pm Cu$ месторождений, ассоциирующих с островодужными субвулканическими интрузиями на глубинах, не превышающих 1 км [17]. В основе существующих генетических схем лежит модель смешанных систем [22], в которой предполагается два пространственно обособленных варианта эволюции порфировых и эпитермальных систем, связанных с охлаждением интрузивных тел, увеличением давления, опусканием области отделения «пар+рассол» и конденсацией магматического пара (рис. 1). В работе Richards J.P. [26] рассматриваются различные траектории пересечения двухфазового поля (жидкость – пар) на Р-Т-Х диаграмме в открытой и закрытой системах. Во всех вариантах эволюции порфировых систем развиваются следующие зоны: 1) зона исходного магматического расплава, 2) зона ретроградного кипения, связанная с затвердевающим магматическим расплавом, 3) зона избыточного давления однофазного магматического флюида, 4) зона конденсации рассола, 5) зона парообразования, 6) зона вторичной конденсации двухфазных 7) зона смешения и гидротермальных растворов, взаимодействия флюидов с поверхностными водами, 8) зона выходы фумарол на поверхность. Концептуальные модели порфировых систем или отдельных их фрагментов рассмотрены во многих работах [17, 24, 26] и наиболее полная их архитектура приведена в работе Sillitoe R.H. [30]. Ранее в общем виде гидродинамические модели рудообразующих систем, включающих корневую, стволовую и зону рассеивания рассмотрены в работах Поспелова Г.Л. [7, 8].



Рис. 1. Диаграмма H<sub>2</sub>O+NaCl [21], моделирующая фазовые равновесия В магматогенном флюиде субвулканических В системах. Выделены области сосуществования пара И рассолов, a также показан типичный эволюции путь флюидов в разрезах систем или по стадиям их развития.

В формировании крупных порфировых и эпитермальных месторождений многими авторами [2, 9, 13] особое внимание уделяется фактору времени, включающему определенную устойчивость, длительность, периодичность И цикличность функционирования рудообразующих систем. Подавляющее большинство известных порфировых месторождений Тихоокеанского кольца и Средиземноморского пояса было сформировано в мезозое и кайнозое [13]. Наиболее крупные порфировые месторождения известны в миоцене и плиоцене, а более мелкие – характерны для палеозоя и ещё более редкие и мелкие золоторудные, молибденовые и медные месторождения – для докембрия [29]. Нижний возрастной предел месторождений ограничен нижней-средней эпитермальных пермью [13], причем, вещественные потери информации по более древним порфировым системам связаны с денудацией верхних вулканогенных разрезов и преобразованием их структуры при вертикальных глыбовых И [30]. Согласно движениях, надвигах складчатости геоморфологическим оценкам, для гипераридного и аридного климата Центральных Анд скорость эрозии четвертичных вулканических построек центрального типа составляет от 7-9 до 13-22 м/Ма, а в пределах более влажных вулканических областей Южного Перу достигает от 66 до112 м/Ма [23]. В конце миоцена и в позднем плиоцене в результате контрастных глыбовых движений Курило-Камчатская островная дуга испытала, по крайней мере, двукратную деформацию и интенсивное абразивное выравнивание [3].

Для сохранившихся от денудации рудообразующих систем установлены многочисленные случаи перехода порфировых месторождений в эпитермальные [24]. Наиболее детально изученным и глубоко вскрытым на глубину свыше 1,5 км являются эпитермальное Си–Аи месторождение Лепанто, расположенное на продолжении по восстанию Си–Аи порфирового месторождения Фар Соуист (Филиппины), генетическая связь которых установлена по данным абсолютных датировок шестью независимыми методами [16, 25]. Тем не менее, вопрос о переходе с глубиной эпитермального в порфировый тип оруденения для многочисленных объектов Пацифики, включая Камчатку и Курильские острова, остаётся открытым. В работе Qin K., Ishihara S. [25] допускается

373

вероятность обнаружения не вскрытой современной эрозией минерализации меднопорфирового типа на глубоких горизонтах Японской островодужной системы ниже областей развития известных жильных золоторудных, Pb–Zn–Cu и других месторождений.

цикличности По продолжительности И функционирования порфировых рудообразующих систем можно выделить два типа: 1) Короткоживущий островодужный с протеканием моногенных, полистадийных процессов в течении 0,1–0,2 Ма [6]. Более долгоживущие рудообразующие системы первого типа (до 3-4 Ма) состоят из серии активных интервалов порядка 0,1 Ма, разделенных периодами спокойствия [6, 13]. 2) Во внутриплитных геодинамических обстановках продолжительность магматической активности составляет до 150-60 Ма, осложненная проявлением отдельных импульсов порфирового магматизма от 20-30 Ма до 50-60 Ма. Перерывы между отдельными импульсами составляют от 5-7 до 15-20 Ма [6, 9], причем по некоторым данным [6, 9, 13], для формирования гигантских порфировых месторождений, необходима дополнительная, глубинная подпитка из долгоживущих подкоровых источников. Эпитермальные месторождения первого типа формируются в пределах поверхностной и субвулканической фаций глубин и образуются при быстром подъёме восходящих потоков магматических флюидов с различными вариантами взаимодействия с вмещающими породами или грунтовыми водами [17]. Месторождения второго типа вскрыты и разведаны на ряде глубоко денудированных порфировых месторождений США и по оценкам палеоглубин в период рудообразования протяженность оруденения по вертикали составляет от 4 до 10 км (рис. 2).



Рис. 2. Рис. 2. Схематический профиль глубин порфировых месторождений Бингхем, Анн Масон, Пине Грове и Бьютт относительно палеоповерхности в период рудообразования, по данным [28]. На рисунке приведены также интервалы давлений (кбар), содержания H<sub>2</sub>O во флюидах (моль. %), H<sub>2</sub>O (вес.%) и CO<sub>2</sub> (ppm) в магме.

Максимальное давление рудообразующих флюидов для наиболее протяженного по вертикали месторождения Бьютт достигало свыше 3 кбар, что соответствуют гипабиссальной фации глубин, а нижние зоны месторождений Анн Масон, Пине Грове и Бьютт формировались на различных уровнях мезоабиссальной фации глубин [5].

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Гончаров В.И.</u>, Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования // М.: Наука, 1979. 208 с.

2.Добрецов Н.Л. Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика // Геология и геофизика, 1994, № 5. С.5–19.

3. <u>Ермаков В.А.</u> Островные дуги и их роль в эволюции континентальной окраины (новый взгляд на известные факты) // Вулканология и сейсмология, 2005. № 5. С. 3–18.

4. <u>Константинов Р.М.</u> Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 213 с.

5. <u>Кузнецов Ю.А.</u>, Шарапов В.Н., Меламед В.Г. О магматических фациях глубинности // Геологи и геофизика, 1973. № 7. С. 3–17.

6. <u>Модельный анализ</u> развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем / Под ред. Г.В. Полякова, Новосибирск. Изд. СО РАН, 2009. 409 с.

7. <u>Поспелов Г.Л.</u> Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем // Геология и геофизика, 1962. № 11. С. 28 – 40.

8. <u>Поспелов Г.Л.</u> Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика, 1963, № 3. С. 18–39.

9. <u>Сотников В.И.</u>, Пономарчук В.А., Сорокин А.А. и др. Возрастные рубежи формирования Си-Мо-порфирового месторождения в структурах обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса // Докл. РАН, 2005. Т. 403. С. 522–525.

10. <u>Сотников В.И.</u> Медно-молибден-порфировая формация: природа, проблема объёма и границ // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 3. С. 355–363.

11. <u>Усов М.А.</u> Фации и фазы пород эффузивного облика // Проблемы Советской геологии, 1935. Т. 5. № 9. С. 795-812.

12. <u>Шарапов В.Н.</u>, Аверкин Ю.А. Динамика тепло- и массообмена в ортомагматических флюидных системах. Новосибирск: Наука, 1990. 198 с.

13. <u>Шарапов В.Н.</u>, Лапухов А.С., Смолянинова Л.Г. Временные характеристики развития вулкано-плутонических рудно-магматических систем окраин Тихого океана // Геология и геофизика, 2013. Т.54. № 11. С. 1731–1753.

14. Шахов Ф.Н. Геология жильных месторождений. М.: Наука, 1964. 242 с.

15. Шило Н.А. Золотосеребряное оруденение вулканогенных поясов Тихоокеанского обрамления. Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 1999. 70 с.

16. <u>Arribas A. Jr.</u>, Hedenquist J. W., Itaya T. et al. Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines // Geology, 1995. V. 23. P. 337–340.

17. <u>Corbett G.J.</u>, Leach T.M. Southwest Pacific gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization // Special Publication, Society of Economic Geologists, 1998. V. 6. P. 238.

18. <u>Driesner T.</u>, Heinrich C.A. The system  $H_2O$ –NaCl. Part I: correlation formulae for phase relations in temperature–pressure–composition space from 0 to 1000 °C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 XNaCl // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2007. V. 71. P. 4880–4901.

19. <u>Einaudi M.T.</u>, Hedenquist J.W., Inan E.E. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems // Transitions from porphyry to epithermal environments. SEG Special Publication, 2003. V. 10. P. 285–313.

20. <u>Hedenquist J.W.</u>, Brown P.R., Allis R.G. Epithermal gold mineralization // Appl. Geol. Assoc. Wairakei, New Zealand. 1998. 162 p.

21. <u>Heinrich C.A.</u> The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study // Mineral. Deposita, 2005. V. 39. P. 864–889.

22. <u>Henley R.W.</u>, McNabb A. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry-copper emplacement // Econ. Geol., 1978. № 1. P. 1–21.

23. <u>Karátson D.</u>, Tilbisz T., Wölmer G. Erosion rates and erosion patterns of Neogene to quaternary stratovolcanoes in the Western Cordillera of the Central Andes: An SRMTM DEM based analysis // Geomorphology, 2012. V. 139–140. P. 122–135.

24. <u>Perajno F.</u> Hydrothermal processes and mineral systems // Geological survey of Western Australia, Perth, WA, Australia, 2009. 1250 p.

25. <u>Qin K.</u>, Ishihara S. On possibility of porphyry copper mineralization in Japan // Intternational Gel. Rev., 1998. V. 40, Issue 6. P. 539–551.

26. <u>Richards J.P.</u> Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins // Ore Geology Reviews, 2011. V. 40. P. 1–26.

27. <u>Ronacher E.</u>, Richards J.P., Villeneuve M.E. et al. Short life-span of the oreforming system at the Porgera gold deposit, Papua New Guinea: laser 40Ar/39Ar dates for roscoelite, biotite, and hornblende // Mineral. Deposita, 2002. V. 37. P. 75–86.

28. <u>Seedorff E.</u>, Dilles J.H., John M. et al. Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features// Economic Geology, 2005, 100th Anniversary Volume. P. 25–298.

29. <u>Sikka D.G.</u>, Nehru C.E. Review of Precambrian porphyry Cu±Mo±Au deposits with special reference to Malanjkhand porphyry copper deposit, Madhya Pradesh, India // Journal of the Geological Society of India, 1997. V. 49. P. 239–288.

30. <u>Sillitoe R.H.</u> Porphery Copper Sistems // Econ. Geol., 2010. V. 105, № 1. P. 3–41.

31. <u>White N.C.</u>, Hedenquist J.W. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration // Journal of Geochemical Exploration, 1990. V. 35. P. 445–474.

## ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАГРАГРА-ДЕ-АККА (МАРОККО)

#### В.И. Лебедев

Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл

Работа содержит краткую характеристику геологического строения "бутоньеры" Tagragra d'Akka и физико-химических условий образования кварцево-жильных месторождений золота, которые локализованы в интенсивно дислоцированных зеленокаменных метаморфизованных докембрийских графитизированных метапелитах, прорванных лейкогранитами ( $2049 \pm 5$  млн лет) и гранофирами ( $1755 \pm 25$  млн лет). Обсуждаются вопросы структурного контроля золотого оруденения разрывными нарушениями в узлах пересечения относительно разновозрастных даек метабазитов с абсолютными датировками по мусковиту ( $600 \pm 10$  млн лет) из сопровождающих их метасоматитов.

самородное золото, минеральные типы, бутоньера, дайки, лейкограниты, гранофиры, флюидный режим, метапелиты, графитизация

# FLUID MINEROGENESIS OF THE TAGRAGRA DE AKKA GOLD-ORE DEPOSIT (MOROCCO)

### V.I. Lebedev

The paper contains a brief description of the geological structure of "bud" Tagragra d'Akka and physico-chemical formation of quartz-vein gold deposits of the gold which are intensely dislocated in a greenstone metamorphosed Precambrian graphitic metapelites intruded by leucogranites ( $2049 \pm 5$  Ma) and granophyres ( $1755 \pm 25$  Ma). Structural control aspects of gold mineralization by faults in the clusters of intersection relatively heterochronous dikes of metabasites with absolute dating on muscovite ( $600 \pm 10$  Ma) of accompanying metasomatites are discussed.

native gold, mineral types, "bud", dikes, leucogranites, granophyres, fluid case, metapelites, graphitization

Одним из богатейших золотоносных рудных регионов, расположенных на севере Африканской платформы в западной части складчато-блоковой области Анти-Атлас, является *«бутоньера» Tagragra d'Akka* (рис. 1). Она представлена жестким выступом глубоко метаморфизованных образований протерозоя среди собранных в коробчатые складки отложений кембрия. Выявленные здесь золоторудные объекты приурочены к эрозионному «окну», в котором вскрыты интенсивно дислоцированные зеленокаменно измененные мета-терригенные породы раннего протерозоя. Они прорваны лейкогранитами ( $2049 \pm 5$  млн лет) и гранофирами ( $1755 \pm 25$  млн лет), а также многочисленными дайками диабазов (рис. 2) с абсолютными датировками по мусковиту из сопровождающих их метасоматитов ( $600 \pm 10$  млн лет), а также редкими – аплитов, панафриканской тектономагматической активизации [4, 5]. На метаморфитах и гранитоидах раннего, среднего протерозоя несогласно залегают вулканогенные, эвапоритовые и карбонатно-терригенные субплатформенные осадки позднего протерозоя.



Рис. 1. Схема геологического строения «бутоньеры» Tagragra d'Akka и сопредельных территорий Анти-Атласа (Марокко).

Стратифицированные толщи: 1 – девонские, 2 – силурийские, 3 – ордовикские, 4 – позднекембрийские, 5 – среднекембрийские, 6 – раннекембрийские, 7 – средне- и позднепротерозойские, 8 – раннепротерозойские; интрузивные образования: 9 – гранофиры позднего протерозоя, 10 – лейкократовые гранит-порфиры раннего протерозоя, 11 – плагиограниты-тоналиты раннего протерозоя; 12 – системы разрывных нарушений.

Одной из задач экспертного изучения и оценки перспектив обнаружения новых богатым содержанием золота, является металлоносных структур с выявление пространственно-временных закономерностей рудообразования. Они могут служить каркасом и эффективным средством увязки фрагментов рудообразующих систем при разработке геолого-генетических моделей конкретных объектов золотокварцевой

малосульфидной мышьяковистой формации и создании интегральной модели золоторудного узла Tagragra d'Akka. При этом необходимо было учесть информацию об особенностях проявления геодинамических, металлогенических и палеогеохимических процессов, характеризующих условия функционирования уникальной рудообразующей системы, а в итоге объясняющих причины концентрированного отложения золота в локальном пространственно-временном объёме «бутоньеры» Tagragra d'Akka.



Рис. 2. Схема размещения золоторудных объектов в контурах рудного узла Tagragra d'Akka.

1 – зеленокаменно изменённые метапелиты раннего протерозоя; 2 – вулканогенные образования среднего протерозоя; 3 – молассоиды позднего протерозоя; 4 – терригенно-карбонатная толща нижнего кембрия; 5 – лейкократовые граниты раннего протерозоя; 6 – гранофиры среднего протерозоя; 7 – относительно разновозрастные дайки метабазитов; 8 – дайки аплитов; 9 – кварцевые жилы; 10 – эпицентры золотого оруденения и их наименование; 11 – контур "бутоньеры" Tagragra d'Akka; 12 – прочие геологические границы.

Геологами Goldmine de Akka установлено [6], что главнейшим фактором размещения золоторудных объектов в этом рудном узле является структурный контроль. Рудные столбы крутого субвертикального склонения с высокими концентрациями золота приурочены к интервалам кварцевых брекчий на ступенчатых изгибах левосторонних продольных и правосторонних диагональных сдвиговых зон, преимущественно развивающихся вдоль контактов даек хлоритизированных диабазов и долеритов с вмещающими зеленокаменно изменёнными углеродистыми мета-аргиллитами. Это свидетельствует о постконсолидационном формировании рудоносных зон. Для локализации промышленных концентраций золота и сопутствующей прожилково-вкрапленной арсенопирит-пиритпирротиновой минерализации наиболее благоприятны: • кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы многостадийного образования в сбрососдвигах близмеридионального, субширотного и северо-восточного простираний (320–340°, 10–35°, 60–80°, 90–110°);

• системы секущих «лестничных» жил в узлах пересечения даек интенсивно хлоритизированных и сульфидизированных диабазов и долеритов;

• зоны кварцево-жильных штокверков во флексурных изгибах сдвиговых зон и в вертикальных замках складок графитизированных мета-аргиллитов в тектонически нарушенных контактах даек основного состава;

• границы зональной смены окисной (покраснение пород) и закисной (зеленоцветная окраска) обстановок палеогидрогеохимического эпитермального воздействия на хлоритизированные и сульфидизированные дайки диабазов и долеритов.

Анализ материалов поисково-оценочных, разведочных и эксплуатационных работ, проведённых в рудном узле Tagragra d'Akka, экспертная оценка геологической ситуации свидетельствуют о том, что рассмотренные рудообразующие системы характеризуются минеральными парагенезисами. Законсервированные в виде флюидных сходными включений в кварце различных генераций металлоносные флюиды, физико-химические и термобарометрические параметры которых определялись в процессе минералогогеохимических исследований образцов из месторождений Iouririne Centre, Ifarar, Angaraf, Tinsirheme, Alous, F–132, F–15, Owim Tikada и Bougadrour [6], отличаются как по составу, так и по свойствам. Главным критерием, позволяющим с высокой вероятностью прогнозировать интервалы промышленных концентраций золота в кварцевых жилах изученных объектов, является наличие в законсервированных включениях контрастного вводно-солевого флюида. Наряду с NaCl, CaCl<sub>2</sub> и CO<sub>2</sub>, он обогащен комплексом таких специфических компонентов как CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> и KCl. В некоторых флюидных включениях присутствует золото в самородной форме и пластинчатый гематит. Этой, относительно низкотемпературной (200–350 °C) стадии флюидогенерации сопутствовало изменение вмещающих пород с синхронным отложением в трещинных сдвиговых системах S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> и S<sub>3</sub> значительных масс кварца последовательных генераций (Qv-2, Qv-3 и Qv-4) в ассоциации с хлоритом, более поздним мусковитом и железо-магниевыми карбонатами с небольшими количествами сульфидов и сульфоарсенидов железа. Околорудный метасоматоз при этом носил в целом щелочной характер и выражен образованием хлорита, актинолита, тремолита, полевых шпатов, пирита, марказита и поздних карбонатов. Смешение хлоридных экзогенных рассолов с глубинными мышьяковистыми флюидами, насыщенными (ювенильными) метаном, азотом И углекислотой способствовало разрушению хлоридных и сульфатных комплексов золота и его выпадению в самородной форме. Именно процесс смешения ювенильных флюидов и экзогенных рассолов [2, 3] обусловил резкое изменение PTV параметров формирующихся растворов и их химизма. Интенсивность поступления в зону гидротермальных рудоотложения образовавшегося металлоносного флюида и изменчивость его состава в значительной мере определялось особенностями эволюции рудно-магматической системы и

пульсацией проявления синхронных стадиям рудного процесса интенсивных тектонических подвижек в сдвиговых зонах.

рудообразующих Поскольку мышьяковистых комплексов В составе доля золотоносных растворов с относительно невысокой плотностью CO<sub>2</sub> (от 0,14 до 0,77 г/см<sup>3</sup>) в гидротермальном процессе формирования месторождений рудного узла Tagragra d'Akka была невелика, а количество привносимого мышьяка и отношение As / (Fe, Co, Ni) имели низкие значения, то всё это способствовало [1] отложению кристаллов и агрегатов пирита, арсенопирита, минеральная форма которых во многом зависела от отношений As / S / Fe в растворе. По мере прогрессивного нарастания доли ювенильных флюидов в составе рудообразующего раствора, степень его пересыщения по углекислоте и метану в зоне смешения резко возрастала. Это вызывало зарождение большого числа центров кристаллизации и образование мелкозернистых агрегатов руд, цементирующих брекчию жильного кварца (Qv-2 и Qv-3). Для этих условий характерно образование расщепленных и игольчатых кристаллов арсенопирита. В целом рудный этап протекал на фоне пульсационного поступления ювенильных флюидов в область хлоридных экзогенных рассолов. Прерывистость поступления их в полости рудоотложения определялась динамикой развития эндогенного "очага" и пульсацией подтока экзогенных рассолов, что может быть объяснено влиянием экранирующего эффекта вновь образованными трещинами, изменением скорости «раскрытия» трещин, а также скорости и массы поступающего в зону рудоотложения хлоридного рассола. На заключительных стадиях гидротермального процесса, при ослаблении напора хлоридных рассолов нижних гидродинамических уровней, по-видимому, происходило все более интенсивное вовлечение в процесс формирования рудообразующего флюида экзогенных растворов более высоких гидродинамических уровней. Они характеризовались повышенными значениями Eh, низкими – pH, присутствием сероводорода и сульфат-аниона. Участие таких растворов в формировании рудообразующего флюида привело к отложению сульфидного парагенезиса в ассоциации с силикатными минералами и кальцитом.

Гидротермальный процесс, обусловивший формирование кварцевых жил с богатым содержанием золота, характеризовался эволюцией физико-химических параметров, выраженной резким снижением концентрации метана, азота и калия, уменьшением плотности углекислоты, интенсивным падением температуры, давления, окислительновосстановительного потенциала и кислотности-щелочности металлоносного флюида в результате смешения ювенильных и экзогенных растворов в трещинных системах S<sub>1-2</sub>, S<sub>2</sub> и S<sub>3</sub>. Подтверждением этого вывода служит анализ результатов изучения флюидных включений в кварце различных генераций из месторождений Iourine Centr, Ifarar, Angaraf, Tinsrhene, Alous, F–132, F–15.

На диаграмму (рис. 3), построенную в координатах температуры и относительной последовательности формирования разрывных нарушений, отложения в них кварца с различными типами законсервированных флюидных включений в каждой из его генераций, вынесена интегральная информация о составе гидротермальных растворов,

381



СООТНОШЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ ОБЪЕКТОВ РУДНОГО УЗЛА TAGRAGRA D'AKKA

Рис. 3. Диаграмма соотношения структурных и физико-химических параметров формирования золотоносных объектов рудного узла Tagragra d'Akka.

парагенетической ассоциации жильных минералов. Для каждого изученного месторождения показана область температур гомогенизации флюидных включений, подчёркивающая различия в развитии гидротермального процесса в пространстве и времени. Диаграмма выявляет прогностическую особенность флюидного режима: массовый сброс золота и сопутствующих рудных минералов происходил синхронно с исчезновением из флюидной колонны метана, азота и хлористого калия. Золото выпадало из вводно-солевого углекислотно-кальциево-хлоридного раствора-рассола относительно высокой плотности. Отложение золота возобновлялось многократно и синхронно с повторным обогащением флюида азотом, разрушением углекислотного комплекса в присутствии хлорного железа.

Автор статьи выражает глубокую признательность за предоставленную возможность изучения месторождений рудного узла Tagragra d'Akka руководителю группы экспертов С.Н. Звереву ОЗГЕО РФ и коллегам-экспертам, руководству фирмы О.N.A. компании Tifnoute Tiranimine и геологам рудника Goldmine d'Akka.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогения минералов. М.: Наука, 1975, 339 с.

2. <u>Лебедев В.И.</u> Рудно-магматические системы эталонных арсенидно-кобальтовых месторождений. Новосибирск: Издательство СО РАН, 1998. 136 с.

3. <u>Уайт Д.О.</u> Различное происхождение гидротермальных рудообразующих растворов // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М. Мир, 1977. С. 464–509.

4. Juery A. Datation U/Pb du socle precambrian du Haut Atlas (Maroc): These Doct. Spec., Univ. VII. Paris, 1976. 85 p.

5. <u>Macha L.</u>, Azizi S.M.R., Obraztov B.V. et al. Rapport Relatif aux travaux de Recherches geologiques Assompleis pendant lacampagne 1992–1993 dans La Region des gisements de cobalt de Bou-Azzer (Anti-Atlas, Maroc). (Contr. № 413-1424590./1154). Serv.Geologie CTT O.N.A., Maroc., 1994. 468 p.

6. <u>Zouhair M.</u> Les Paleocireulations fluides dans la Tagragra d'Akka (Anti-Atlas, Maroc). Etude combinee des inclusions fluides et de la Deformation des Quartz Auriferes: consequenses pour la Metallogenie de L'Or, 1992. 340 p.

УДК 550:47:550(72+73):552.578.3

# РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГОЛОЦЕНОВОМ РАЗРЕЗЕ САПРОПЕЛЯ ОЗЕРА ОЧКИ (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Г.А. Леонова<sup>1</sup>, В.А. Бобров<sup>1</sup>, М.А. Климин<sup>2</sup>, Т.А. Копотева<sup>2</sup>, С.К. Кривоногов<sup>1</sup>

1– Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия;

2- Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, 680000, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена 65, Россия;

Рассмотрен вещественный состав органогенной компоненты голоценового разреза сапропеля оз. Очки, сложенный автохтонным и аллохтонным веществом. Показано, что на протяжении всего голоцена автохтонным источником органического вещества сапропеля являлся планктон. На основе нейтронно-активационного анализа установлен тип распределения редкоземельных элементов (лантаноиды) в сапропеле, схожий с таковым в древних глинистых сланцах (NASC, PAAS).

сапропель, лантаноиды, зольность, коэффициенты обогащения

# RARE-EARTH ELEMENTS IN THE HOLOCENE SECTION OF THE OCHKI LAKE SAPROPEL (SOUTHERN PRIBAIKALIE)

### G.A. Leonova, V.A. Bobrov, M.A. Klimin, T.A. Kopoteva, S.K. Krivonogov

The article considers the material composition of organogenic component of the Holocene section sapropel in Ochki Lake. It consists of autochthonous and allochthonous matter. It is shown that plankton has been an autochthonous source of the sapropel organic matter throughout the Holocene. Neutron activation analysis has established the type of the rare-earth elements (lanthanides) distribution in sapropel similar to those in ancient clay slates (NASC, PAAS).

sapropel, lanthanides, ash content, enrichment factors (EF)

Редкоземельные элементы (РЗЭ) в органогенных осадках озер сибирского региона мало изучены. В более ранних наших публикациях [4, 5] РЗЭ использовались для оценки терригенной и биогенной зольности верхних горизонтов сапропелей и сапропелеобразующего материала (планктон, макрофиты), а также долевых вкладов микроэлементов (Ме<sub>био</sub> и Ме<sub>тер</sub>) в донные осадки. Основная цель данной работы – исследование распределения РЗЭ по всей глубине голоценового разреза сапропеля оз. Очки.

Озеро расположено на юго-восточном побережье оз. Байкал в правобережной части р. Выдриной (рис. 1) в понижении рельефа ледниковой моренной возвышенности у подножия хр. Хамар-Дабан. По составу главных ионов вода оз. Очки отнесена к сульфатному классу группе кальция [1], ультрапресная (3,5 мг/л), рН 5,5. Она близка к составу атмосферных осадков байкальского региона, так как формируется в основном за счет дождевых и талых вод с низкой минерализацией (2,5–8,0 мг/л) и невысоким рН [7]. Поскольку озеро находится в зоне сочленения тектонических нарушений, возможно поступление в него холодных азотных и метановых подземных вод [2]. В соседнем понижении рельефа расположено верховое болото Выдринское, «минеральное питание» которого осуществлялось атмосферным аэрозолем. В 2008 г. в центральной части оз. Очки вибрационным методом поршневым пробоотборником пробурена скважина глубиной 3,4 м (координаты 51°29'56" с. ш., 104°52'78" в. д.). Органо-минеральные осадки озера мощностью 3,2 м представлены слоистой толщей из органики с незначительной примесью тонкого песка и алеврита и прослоек слабо разложившихся остатков сфагновых и зеленых мхов. Возраст горизонта 306 см по данным радиоуглеродного метода определен Л. А. Орловой в 10760±160 лет.





Основным источником автохтонного органического вещества (OB) в современном биоценозе оз. Очки является планктон. В летнее время при максимальном прогреве воды (27 °C) основу биомассы составляет зоопланктон (доминирующий вид *Holopedium gibberum* Zaddach – 81 %). Осенью при снижении температуры воды до 11 °C резкое увеличение биомассы дают колониальные золотистые водоросли *Dinobryon cylindricum* О. Е. Imhof. Кроме того, в озеро привносится аллохтонное OB – остатки зеленых и сфагновых мхов. Биостратификация керна сапропеля (рис. 2) показывает процентное соотношение остатков планктона (автохтонный источник OB), зеленых и сфагновых мхов (аллохтонный источник OB).

Долевое (%) распределение содержаний остатков фито- и зоопланктона до горизонта 190 см равномерное и варьирует в пределах 50–90 %, ниже по керну в горизонте 190–200 см отмечен их минимум (30 %) и снова увеличение до 40–60 % вплоть до горизонта 305 см. Распределение остатков зеленых мхов до горизонта 165 см равномерное и варьирует в пределах 10–30 %, но в интервале керна 165–180 см резко падает до 5 %; до горизонта 230 см остатки зеленых мхов сменяются сфагновыми (40–30 %), ниже до горизонта 300–305 см вновь появляются остатки зеленых мхов (40–15 %). В целом, данные биологического анализа показывают, что автохтонным источником ОВ в оз. Очки на протяжении 10760±160 лет был планктон.

Изменение долевого участия компонентов ОВ практически не сказывается на величине зольности: до горизонта 240 см она составляет 20–25 % (рис. 2), в интервале 260–310 см повышается до 45 %, а ниже резко увеличивается до 80–100 % исключительно за счет минеральной составляющей. Методом ИНАА и ААС в 50 образцах отдельных горизонтов сапропеля определены содержания 30 химических элементов, в том числе 10 лантаноидов.

Результаты представлены средними содержаниями элементов по группам, в которых зольность отдельных образцов выдерживалась в пределах среднего с коэффициентом вариации 10 % (табл. 1).



Рис. 2. Биостратификация керна сапропеля оз. Очки.

На отклонениях от среднего содержания химического элемента в группах сказывались ошибки (разброс) в значениях зольности, но в целом для ряда Al–Ni коэффициент вариации выдерживается на уровне 15–25 %. Коэффициент вариации для элементов Ag, Cd, Sb, Hg достигает 100 % и более за счет неравномерного распределения между отдельными горизонтами керна. Принято считать, что источником высоких (аномальных) содержаний в озерных осадках этих элементов являются лесные пожары [10], а сами элементы – маркерами атмосферного привноса вещества при формировании отдельных горизонтов сапропеля во времени. Нормирование по алюминию средних содержаний дает возможность получить коэффициенты обогащения (EF) по отношению к глинистому сланцу [9] по формуле [11]:

$$EF = (x_i/x_{Al})_{obp} / ,$$

где  $(x_i/x_{Al})_{obp}$  – содержание i-го химического элемента и алюминия в объекте исследования;  $(x_i/x_{Al})_{rn, cn}$  – содержание химического элемента и алюминия в глинистом сланце.

Интервал, см	8–96	104–260	264–300	308–340				
Группы	cpl	cp2	ср3	cp4	1 линистыи слинец [9]			
Кол-во образцов	6	25	10	6				
Зольность, %	21,5	24,2	35,7	76	100			
Al, %	1,63	1,94	3,19	5,70	8,00			
Na, %	0,11	0,16	0,40	1,46	0,96			
Mg, %	0,14	0,57	0,42	0,81	1,50			
K, %	0,22	0,30	0,64	1,58	2,66			
Ca, %	0,21	0,31	0,42	0,77	1,60			
V	28,5	36,5	52,7	91,1	130			
Ti	0,11	0,10	0,20	0,39	0,46			
Mn	79	134	180	401	850			
Fe%	0,47	0,66	1,33	2,39	4,72			
Cr	34,0	34,6	44,1	86,4	90			
Со	3,1	4,1	6,7	9,7	19			
Ni	18,0	22,7	34,3	40,2	68			
Cu	40,5	38,4	49,1	33,0	45			
Zn	182	122	157	131	93			
Ag	1,3	0,4	0,3	0,2	0,07			
Cd	0,24	0,66	0,35	0,35	0,30			
Sb	3,3	2,3	1,2	1,5	1,5			
Hg	0,031	0,039	0,037	0,033	0,01			
Pb	3,9	3,4	2,6	2,8	20			
As	1,9	1,6	2,4	1,7	13			

Таблица 1. Средние содержания породообразующих (%) и микроэлементов (мг/кг сухого вещества) в выделенных интервалах (группах) в разрезе сапропеля оз. Очки

Для щелочных (K) и щелочноземельных (Mg, Ca) элементов EF не превышают 1,0, для V, Ti и Co практически равны 1,0. Для Cr и Ni несколько выше 1,0, но не более, чем в 2 раза. Значительно выше EF для Cu и Zn, систематически возрастая к верхней группе до 4,4 для Cu и 9,6 для Zn. Высокие значения EF (до 10 для Hg, Sb, Cd и 90 для Ag), тем не менее, отличаются большим разбросом между рядами (рис. 3).

РЗЭ (лантаноиды) дают более надежную информацию об источнике минерального вещества. Нормализованные по хондриту значения, сопоставленные с хондритовым содержанием иттербия в каждом образце, позволяют устанавливать тип нормированного спектра лантаноидов для различных образцов независимо от абсолютных значений в них лантаноидов. Результаты ИНАА представлены средними содержаниями по группам, в которых зольность отдельных образцов выдерживалась в пределах среднего с коэффициентом вариации 10 % (табл. 2, рис. 4). Тип нормированного по хондриту спектра принято оценивать отношением  $La_h/Yb_h$  и значением европиевого минимума Eu/Eu\*. По этим параметрам спектры группы ср2, ср3, ср4 очень близки между собой и однотипны со спектрами палеозойских глинистых сланцев Европы (ES) и Северной Америки (NASC), а также постархейским глинистым сланцам Австралии (PAAS) [6]. Расхождение спектров между нашими данными и признанными стандартами С.Р. Тейлора и С. М. Мак-Леннана [6]

вполне можно сгладить за счет точности определения методом ИНАА отдельных лантаноидов не выше 10–15 %. При такой точности решающей становится емкость выборки, иными словами, количество анализируемых образцов в ней. С этих позиций группа ср. 2 наиболее представительна.

Интервал,	Возраст,	Группы	Koz-eo obn	Зольн., %	La	a Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu	Eu
СМ	тыс. лет		Кол-во обр.												Eu*
06–96	0,1–3,0	cp.1	6	21,5	9,7	7,2	3,9	3,1	1,8	2,5	1,9	1,9	1,0	1,0	0,64
102–260	3,0-7,7	cp.2	25	24,2	8,6	6,5	3,5	2,6	1,6	2,2	1,9	1,4	1,0	0,9	0,68
262-300	7,7–10,8	cp.3	10	35,7	8,1	6,3	3,3	2,3	1,6	2,0	1,7	1,2	1,0	0,9	0,74
308-332	10,8–12,0	cp.4	6	76	7,9	6,0	3,5	2,3	1,5	2,0	1,5	1,2	1,0	1,0	0,71
336-344	12,5	глина	3	98	4,9	4,0	2,4	1,6	0,9	1,2	0,9	0,9	1,0	0,9	0,66

Таблица 2. Средние нормированные на хондрит [8] значения лантаноидов в группах



Рис. 3. Коэффициенты обогащения (EF) для средних значений элементов в группах сапропелевых слоев оз. Очки.

Таким образом, спектр распределения лантаноидов можно считать постоянным для минеральной компоненты голоценового разреза оз. Очки, характерного также и для эолового материала современного аэрозоля (рис. 5).

Выпадение эолового материала на земную поверхность осуществляется вымыванием дождем и снегом. В зимний период спектр лантаноидов может быть более стабильным (см. рис. 5), вклад в минеральную часть сапропеля может превысить прямой атмосферный привнос за счет поступления снеговых вод с берегового обрамления озера. Именно этот фактор стал определяющим в накоплении минерального вещества в 3,2-метровом слое сапропеля. По подсчету, накопление минерального вещества в слое сапропеля 323 см, датированном 11140 лет, составило 10,9 г/см<sup>2</sup>, а накопление OB – 18,2 г/см<sup>2</sup>. Для сравнения: накопление минерального вещества в торфянике Выдринского верхового болота, датированном 11260 лет (0–446 см), за счет «прямого» атмосферного питания составил 3,1 г/ см<sup>2</sup> минерального вещества, а накопление OB – 48 г/см<sup>2</sup>.



Рис. 4. Относительное распределение нормализованных по хондриту [8] и иттербию средних содержаний лантаноидов по группам слоев сапропеля оз. Очки.





Итак, за весь голоценовый период во всей толще сапропеля накопилось 11 г/см<sup>2</sup> минерального и 18 г/см<sup>2</sup> органического вещества. Непосредственно атмосферный вклад минерального вещества в составе сапропеля оз. Очки принимается нами равным 2,4 г/см<sup>2</sup>, что соответствует кумулятивному накоплению минерального вещества в 4,3-метровом керне торфяника верхового Выдринского болота.

«Тейлоровский спектр» лантаноидов глинистых сланцев и РЗЭ сапропеля оз. Очки однотипны, более того, выдерживаются в разрезе в течение всего голоцена и не подвергаются фракционированию в процессе захоронения в органо-минеральном осадке оз. Очки.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алекин О.А. Химический анализ вод суши. Л.: Гидрометеоиздат, 1954. 202 с.

2. Атлас Байкала / Под ред. Г.И. Галазия. М.: Роскартография, 1993. 160 с.

3. <u>Бобров В.А.</u>, Ходжер Т.В., Гранина Л.З. и др. Редкоземельные элементы в эоловой и речной взвеси в регионе озера Байкал // Геология и геофизика, 2001. Т. 42. № 1–2. С. 267–277.

4. <u>Леонова Г.А.</u>, Бобров В.А. Геохимическая роль планктона континентальных водоемов Сибири в концентрировании и биоседиментации микроэлементов. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2012. 314 с.

5. <u>Леонова Г.А.</u>, Бобров В.А., Лазарева Е.В. и др. Биогенный вклад микроэлементов в органическое вещество современных озерных сапропелей (на примере оз. Кирек) // Литология и полезные ископаемые, 2011. № 2. С. 115–131.

6. <u>Тейлор С.Р.</u>, Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

7. <u>Ходжер Т.В.</u> Исследование состава атмосферных выпадений и их воздействия на экосистемы Байкальской природной территории: Автореф. дис. д-ра геогр. наук. М., 2005. 44 с.

8. <u>Bounton W.V.</u> Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.

9. <u>Li Yuan-hui.</u> Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // Geochimistry et Cosmochemistry Acta, 1991. V. 55. P. 3223–3240.

10. <u>Shcherbov B.L.</u>, Lazareva E.V. Migration factors of radionuclides and heavy metals during forest fires in Siberia // Advance in Environmental Research, 2010. V. 4. P. 99–120.

11. <u>Shotyk W.</u>, Cheburkin A.K., Appleby P.G., Fankhauser A., Kramers Ya. D. Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition in an ombrotrophic bog profile, Jura Mountains, Switzerland // Earth and Planetary Science Letter, 1996. V. 145. P. 1–7.

### МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ КАЗАХСТАНА

#### А.К. Мазуров

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, 634050, г. Томск, проспект Ленина, д. 30, Россия

Геодинамические металлогенические построения, выполненные на основе формационного анализа и выделения структурно-вещественных и металлогенических комплексов, позволяют наметить ряд особенностей в рудно-породных парагенезисах, качественном составе и масштабах оруденения металлогенических комплексов, сформированных на океанической и континентальных корах. В энсиматических островных дугах рудная минерализация представлена в основном месторождениями золота, меди и барита, в заметном количестве содержится свинец, цинк и серебро. С энсиалическими островными дугами связаны крупнейшие скопления железа, меди, свинца, цинка и золота.

металлогения, энсиалические и энсиматические островные дуги, металлогенический комплекс

## METALLOGENY IN KAZAKHSTAN ISLAND ARCS A.K. Mazurov

Geodynamic metallogenic mapping, based on sequence stratigraphy and identification of metallogenic structural and compositional complexes, highlights the distinctive features in ore-metal paragenesis, qualitative composition and large-scale metallogenic complex mineralization developed within the oceanic and continental crusts. Ore mineralization within ensimatic island arcs basically involves gold, copper and barite deposits, which include significant amounts of lead, zinc and silver; while ensialic island arcs embrace enormous accumulations of iron, copper, lead, zinc and gold.

metallogeny, ensialic and ensimatic island arcs, metallogenic complexes

Островодужные палеосистемы Казахстана подразделяются на энсиматические и энсиалические. Первые заложены на океанической коре и являются первичными в понимании Г.Ф. Ляпичева [1]. Вторые представляют собой вторичные образования, они включают блоки более ранней континентальной коры, а океаническое основание в них не отмечается. В каждой группе в свою очередь выделяются островные дуги ранней и поздней стадий развития, различающиеся геологическими формациями и оруденением [2].

К энсиматическим островным дугам ранней стадии развития отнесены металлогенические зоны: Иргизская, Федоровская, Бестюбинская, Бозшакольская, Жалаир-Найманская, Акшатауская, Чингиз-тарбагатайская, Бестау-Кокпектинская. Общим для них служит наличие в основании островодужных образований вулканогенных и (или) осадочных формаций океанического дна. Островодужные образования представлены вулканогенными преимущественного толщами основного, реже среднего И кислого состава, перемежающимися с осадочными породами: песчаниками, алевролитами, глинистыми, углисто-глинистыми, кремнистыми сланцами, кремнистыми породами, яшмами, линзами и прослоями конгломератов и известняков. Соотношение между вулканогенными и осадочными породами меняется в широких пределах, но для всех зон выдерживается

391

тенденция к увеличению осадочных компонентов к верхам разреза. Интрузивные породы представлены габброидами, диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами, реже гранитами, граносиенитами, ультраосновными разностями.

С ранней стадией развития энсиматических островных дуг связаны золотомолибденово-медные платиноидные габбро-плагиогранитные металлогенические комплексы: Бощекульский нижнекембрийский, Бестюбинский верхнеордовикский, Шекарабулакский И Денисовский среднедевонские, Саурский карбоновый. К энсиматическим островным дугам поздней стадии развития отнесены металлогенические зоны: Майкаинская, Сувенир-Кусмурунская с Сувенир-Александровской и Кусмурунской подзонами, Абралинская и Сарытумская. Как и энсиматические островные дуги ранней стадии развития, все они заложены на океанической коре. Но островодужные образования в представлены преимущественно осадочными породами: вулканомиктовыми и них полимиктовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, линзами известняков (рис. 1). Чисто осадочные пачки перемежаются с вулканогенно-осадочными, В которых распространены, а иногда преобладают лавы и туфы среднего, реже основного и кислого состава. В целом их стратифицированные образования сходны с верхней частью разрезов энсиматических островных дуг ранней стадии развития. Интрузивные породы в них представлены плагиогранитами, гранодиоритами, габбро, диоритами, иногла ультрамафитами.

Оруденение, связанное с поздней стадией развития энсиматических островных дуг, преимущественно колчеданное полиметаллическо-золотое, и развито как в дугах поздней стадии развития, так и в поздних образованиях ранних островодужных систем. Выделяются следующие медно-свинцово-цинково-золотые риолит-трахириолит-андезит-базальтовые металлогенические комплексы: Кумустинский рифейский, Торткудукский и Майкаин-Космурунский ордовикские. К Сарытумской зоне приурочен колчеданный баритово-свинцово-цинковый базальт-терригенно-кремнистый ордовикский Сарытумский металлогенический комплекс. Условно к поздней островодужной стадии развития отнесен золото-медный гранодиорит-гранитный Шатыркульский ордовикский металлогенический комплекс.

К энсиалическим островным дугам ранней стадии развития отнесены Валерьяновская Холзунская металлогенические зоны (рис. 2). Островодужные образования И Валерьяновской зоны представлены лавами и туфами среднего и средне-основного состава (визе-серпухов), перемежающимися известняками, песчаниками и алевролитами, и вулканитами основного состава среднего карбона с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов. Подстилаются они карбонатно-терригенными толщами верхнего девона – нижнего карбона, которые в свою очередь залегают на континентальных красноцветных терригенных образованиях среднего-верхнего девона. Интрузии представлены габбро, диоритами, гранодиоритами и адамелитами соколовско-сарбайского интрузивного комплекса.

392





1-3 – образования океанической коры: 1 – базальтовый слой, 2 – кремнисто-терригенный слой, 3 – карбонатный слой; 4-8 вулканический и осадочный образования островных дуг: 4 – лавы и туфы основного состава, 5 – лавы и туфы среднего состава, 6 – песчаники и конгломераты, 7 – глинистые и другие сланцы, алевролиты, 8 – известняки; 9 – кремнистые сланцы; 10, 11 – интрузивные породы: 10 – ультраосновного состава, 11 – диориты, гранодиориты, плагиограниты; 12 – колчеданное оруденение.

Островодужные образования Холзунской металлогенической зоны представлены вулканитами кислого, реже среднего состава, переслаивающимися с терригенными породами нижнего-среднего девона. Они подстилаются многокилометровой толщей осадочных пород, накапливавшейся от среднего кембрия до раннего девона включительно. Кембрийнижнеордовикские отложения представлены терригенными породами, выше среди них появляются пачки известняков, особенно распространенные в верхнем ордовике. Породы прорваны средне- и позднедевонскими интрузиями гранитов, диоритов и габбро, карбоновыми и послекарбоновыми интрузиями порфировидных гранитов и липаритовых порфиров.



Рис. 2. Стратиграфические колонки металлогенического комплекса энсиматических островодужных зон.

1-3 – осадочные образования шельфа: 1 – конгломераты, песчаники, 2 – глинистые сланцы, алевролиты, 3 – известняки; 4-10 – островодужные образования: 4 – эффузивы основного состава и их туфы, 5 – эффузивы среднего состава и их туфы, 6 – эффузивы кислого состава и их туфы, 7 – трахилипариты, 8 – песчаники, 9 – алевролиты, 10 – известняки; 11 – интрузивные породы – гранодиориты и граниты; 12-14 – оруденение: 12 – железа (железа), полиметаллическое в карбонатных породах (справа), 13 – полиметаллическое колчеданное, 14 – золотое кварцево-жильное и зон минерализации.

С поздней стадией развития энсиалических островных дуг связаны золоторудный габбро-диорит-плагиогранитный Степнякский ордовик-силурийский и золото-медносвинцово-цинковый терригенно-базальт-риолитовый Рудноалтайский девонский

металлогенические комплексы. Первый приурочен к Степнякской и Южнокендыктасской, а второй - к Рудноалтайской металлогеническим зонам. Ордовикские Степнякская и Южнодуги образовались в зоне перехода континентальной кендыктасская островные докембрийской коры Кокшетав-Чуили-Кендыктасского пояса к океанической коре существовавшего в кембрий-ордовикское время к востоку от него океана. Островодужный этап развития начался в Степнякской зоне в раннем, а в Южнокендыктасской – в среднем ордовике. Накапливались лавы и туфы среднего и основного, реже дацитового состава и терригенные породы с прослоями яшмоидов и известняков. В первой половине раннего, а в Южнокендыктасской зоне и в начале среднего ордовика на докембрийском основании отлагались песчаники и алевролиты с прослоями конгломератов и известняков. В позднем ордовике внедрились интрузии крыккудукского (в Степнякской зоне), курдайского и чатыркульского (в Южнокендыктасской зоне) магматических комплексов, с которыми связано кварцево-жильное и зон минерализации золотое оруденение Степнякского металлогенического комплекса. Алтайская островодужная система возникла R раннедевонское время на северо-восточной окраине девонского океана, разделявшего Казахстанский и Сибирский континенты. Ее основанием служили мощные осадочные толщи нижнего палеозоя. Среди вулканитов преобладали кислые разности. С субвулканическими связывается колчеданное полиметаллическое с интрузиями золотом оруденение Рудноалтайского металлогенического комплекса.

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Ляпичев Г.Ф.</u> Металлогения Казахстана. Металлогенические комплексы и закономерности их проявления. Алма–Ата: Наука, 1983. 208 с.

2. <u>Мазуров А.К.</u> Металлогеническое районирование Казахстана // Известия Томского политехнического университета, 2005. Т. 308. № 4. С. 33–39.
## МИКРОСТРУКТУРА МАГНЕТИТОВ КАК ИНДИКАТОР СПЕЦИФИКИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ТРАППОВ ПРИЕНИСЕЙСКОГО РАЙОНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

### М.П. Мазуров<sup>1,2</sup>, А.В. Шихова<sup>1</sup>, А.Т. Титов<sup>1,2</sup>, Ю.Р. Васильев<sup>1</sup>

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия;

2-Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, Россия

Методом сканирующей электронной микроскопии и электронным зондированием исследованы магнетиты из контактов высокомагнезиальных терригенно-карбонатных отложений и траппового комплекса Сибирской платформы. Они закономерно изменяют свой состав и микроструктуру в разных парагенетических ассоциациях, отражая специфику разных стадий минералообразования в отличающихся по составу замещаемых породах. Внутри долеритовых тел содержатся акцессорные титаномагнетиты, а в преобразованных породах экзоконтактов присутствуют неоднородные магнетиты, состав которых отвечает системе Fe<sub>2</sub>O<sub>4</sub> - MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> - $MgFe_2O_4 - FeAl_2O_4$ . Магнетиты зональные. Высокомагнезиальные магнетиты, обычно отмечаемые в литературе как магномагнетиты, представляют собой сложные твердые растворы магнетита, магнезиоферрита, алюмошпинели и герцинита. При подсольвусном распаде сначала возникают высокоглиноземистые магний – железистые изометричные частицы до 5 микрон в поперечнике, включающие примесь марганца и цинка, а затем пластинчатые герцинит-шпинелевые частицы длиной в первые микроны и шириной в десятки раз меньше, а затем точечные выделения. Оставшиеся после этого участки можно интерпретировать как магнетит-магнезиоферритовый твердый раствор или «магномагнетит». При гидротермальных преобразованиях экссолюционные шпинели замещаются хлоритом и другими минералами, а изоморфные примеси магния сохраняются. Причиной высокой магнезиальности магнетитов, обогащения магнезиоферритовой составляющей, являются сочетание высокой температуры, магнезиального состава замещаемых пород и высокой активности кислорода в субвулканической фации.

магнетиты, твердые растворы алюмо- и ферришпинелей, траппы

## MICROTEXTURE OF MAGNETITES AS INDICATOR THE SPECIFICITY ORE-MAGMATIC TRAPPS SYSTEMS IN ADJASENT TO ENISSEY PART OF SIBERIAN PLATFORM

### M.P. Mazurov, A.V. Shikhova, A.T. Titov, Yu.R. Vasiliev

Methods of scanning electron microscopy and electron microprobing were used to study magnetites from contacts high magnesium carbonaceous terrigenous rocks with trapp complex of Siberian Platform. The chemical composition and microtexture of ore minerals are correlated with the petrochemical types of rocks and physical-chemical conditions of metasomatic processes. Exsolution structures are very revealing for titanium and iron oxides and dependent on the oxidation condition and on the assemblage of impurities and their quantities. Accessory titanomagnetites are the main opacity minerals in dolerites. Magnetite in metasomatic rocks – the solid solution of  $Fe_2O_4 - MgAl_2O_4 - MgFe_2O_4 - FeAl_2O_4$ . They are zoning. Mghigh magnetite (magnomagnetite) is complex solid solution of magnetite, magnesioferrite, spinel and hercynite. The first exsolution phases are isometric particles of spinel (Mg, Al, Fe with impurities Mn, Zn). They are 5 micron in diameter. The second generation of exsolution hercynite-spinel particles is 5 mkm in lengths and 0,2 mkm in width. The following lamellas are less than previous. These sites are fine magnetite-magnesioferrite mixture – «magnomagnetite. During hydrothermal stages, exsolution particles are substitute for chlorite and other minerals. Isomorphic impurity of Mg is preserved. Combinations of high temperature, magnesium in replaceable rocks, oxygen activity are the reason of magnomagnetite origin in subvolcanic facies.

magnetite, spinel, solid solution, trapp

#### введение

Простые и сложные оксиды железа известны во всех типах пород, вмещающих рудные залежи: в осадочных, метаморфических, магматических, метасоматических и гидротермальных. Они устойчивы в широком интервале физико-химических условий и в разных по составу средах, закономерно изменяют свою структуру и состав в разных парагенезисах, т.е. являются сквозными минералами. Обладая большим разнообразием химического состава и кристаллической структуры в разных минералообразующих системах, они могут служить индикаторами генетических процессов. Несмотря на многолетние исследования, часть вопросов минералогии и петрологии месторождений, связанных с траппами Сибирской платформы (СП), остается слабо разработанной. По нашему мнению, в большей степени это касается анализа минеральных парагенетических ассоциаций руд и пород, изучения микроструктуры рудных минералов, обоснования отличий рудных и породных генераций минералов. Это затрудняет применение минералого-геохимических данных для оценки генезиса и перспектив новых рудопроявлений. В последние десятилетия в процессе поисково-разведочного бурения на углеводородное сырье в центральной части СП сделаны новые находки рудной минерализации. Для оценки их генезиса и перспектив требуется определение рудно-формационной принадлежности, уточнение особенностей развития рудно-магматических систем в конкретной структурно-тектонической обстановке.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Дискуссионность представлений о генезисе рудных ассоциаций и развитии минералообразующих систем трапповой формации СП в целом, предопределили необходимость обобщения известных данных и их дополнительного изучения с применением новейших методов. Главной особенностью нашей работы является применение методов сканирующей и просвечивающей электронной микроскопии. Впервые для исследования строения реакционных зон, границ, микроструктуры и механизмов кристаллизации минералов нами используются уникальные возможности сканирующего электронного микроскопа высокого разрешения серии MIRA LM, оснащенного электронной пушкой с полевой эмиссией. Преимуществом прибора является непрерывная регулировка изображения от 4х до 1000000х, удобные параметры сканирования и получения распределения микро и наночастиц. Благодаря набору детекторов имеется возможность проведения количественного анализа тонких минеральных срастаний и включений. Это дает информацию для выделения состава и микроструктуры сингенетической рудной, в том числе благороднометалльной минерализации, путей ее трансформации на разных стадиях

магматического и послемагматического этапов, а также возможность получить дополнительное обоснование для разделения магматических и гидротермальнометасоматических генераций руд.

### ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАЙОНА

Цель данной статьи – показать результаты исследования магнетитов из проявлений Приенисейской части СП. Как известно, в металлогеническом отношении наибольшее значение на СП имеют значение магматические месторождения медно-никелевых руд на севере СП и скарново-магнетитовых руд на юге. Наряду с работами по расширению рудной базы этих районов, особый интерес привлекает междуречье Подкаменной и Нижней Тунгусок. Еще в 30-е годы прошлого столетия на преобладание здесь интрузивных траппов с широкими ореолами метасоматических пород и многообразием рудной минерализации обратил внимание В.С. Соболев [15]. Ф.Н. Шахов первым дал детальную характеристику оригинальных проявлений магнезиоферрита [16], сопоставив их с месторождениями ангароилимского типа. В дальнейшем были выявлены многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления магнетита в нижнем течении рек Подкаменная Тунгуска и Бахта [6, 14]. Проводя траппов, была выделена исследование петрологии самостоятельная Среднеенисейская провинция магнезиальных базитов, перспективных на медно-никелевую рудоносность [3, 4]. В ее пределах А.П. Бронниковым были обнаружены и изучены нами проявления массивных сульфидных руд норильского типа [1]. По материалам, полученным в результате изучения керна скважин нефтепоискового бурения, определены условия кристаллизации оксидных и сульфидных руд, ассоциации и строение рудных минералов в интрузивных траппах западной части (СП) [12]. Новые данные о рудообразующих процессах и о специфике формирования магнетитов в контактах долеритов с каменными солями и карбонатно-соленосными отложениями получены нами на месторождениях южной части СП [9–12]. Эти оригинальные материалы помогли при интерпретации особенностей строения и условий кристаллизации магнетита и в этом новом рудном районе.

В тектоническом отношении юго-западные районы СП представляет собой часть области сочленения структур Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской плит. Это сложный каркас блоков палеозойских пород чехла СП, разграниченных разрывными нарушениями разных порядков. Внутри блоков осадочные толщи подвержены пликативным и инъективным дислокациями, неравномерно насыщены интрузивными телами траппов, которые встречаются на всех уровнях платформенного чехла, от нижнего кембрия до триаса. Морфология и размер интрузивов изменяются в широком диапазоне. Преобладают пластовые интрузивы переменной мощности – от первых метров до первых сотен метров. Встречаются разнообразные секущие дуговые, радиальные, кольцевые и ступенчатые тела. Совокупность взаимосвязанных тел разного внутреннего строения, в том числе имеющих скрытую расслоенность, выделяется как онекский комплекс [2]. В интрузивных траппах рассматриваемого района имеется все структурно-морфологическое разнообразие оксидов железа и титана, а также позднемагматических и гидротермальных сульфидов, свойственных интрузивным комплексам норильско-талнахского рудного района СП [13]. Железорудные

месторождения и рудопроявления, экономическая значимость которых остается недостаточно оцененной, представлены всем разнообразием формационных и минеральных типов, свойственных южным районам СП. Магматические рудопроявления титаномагнетита локализованы внутри интрузивных тел. Мелкие тела вкрапленных и прожилковых известковоскарновых магнетитовых руд приурочены к эндоконтактам силлов и к трещинным зонам за их пределами, подчиняясь структурному и литологическому контролю.

### МИКРОСТРУКТУРА И СОСТАВ МАГНЕТИТОВ

Основное наше внимание было сосредоточено на изучении микроструктуры и состава магнетитов в образцах руд, отобранных в сопряженных с долеритами метасоматически измененных карбонатных породах Борского рудопроявления в приустьевой части Подкаменной Тунгуски. По текстурам и минеральному составу они аналогичны рудам послойных залежей, оперяющих на Коршуновском и Рудногорском месторождениях основную рудоносную вулканотектоническую структуру [7]. Характерный образец представляет собой пятнисто-вкрапленную мелкозернистую магнетитовую руду. Нерудные минералы – это низкожелезистый биотит (флогопит), диопсид, апатит, титанит, хлорит, кальцит, в целом отвечающим парагенезису гидратированных магнезиальных скарнов. Под микроскопом хорошо видна полигонально зернистая структура, ровные линейные границы зерен, что свидетельствует о структурной упорядоченности рудного агрегата при понижении температуры. Весьма показательно сочетание узора зональности и размещения микроблоков, вызванных ступенчатым распадом твердого раствора первичных зерен магнетита, содержащих многочисленные структурные примеси. На рисунке 1 приведен характерный пример этой микроструктуры, насколько нам известно, ранее не отмеченной в литературе.

Центральная округлая часть зерна около 150 микрон в поперечнике сложена вкрапленностью изометричных частиц шпинели с единичными ее игольчатыми выделениями. Дальше она сменяется пятнистыми участками с более мелкими изометричными частицами шпинели и прерывистыми участками удлиненных частиц, ориентированных по граням ромбододекаэдра. После относительно однородной зоны шириной около 10 микрон четко прорисовывается пояс, фиксирующий изометричные частицы по граням ромбододекаэдра. Следующие за ним зоны, насыщенные тонкими микровыделениями примесных частиц разной плотности, сменяются широкой светлой внешней каймой с точечными микрочастицами. Размер выделений примесных частиц настолько мелкий, что даже при больших увеличениях невозможно точно определить их состав, тем более что в силу диффузионного механизма их формирования как продуктов распада твердого раствора, он переменный. При сканировании фрагментов близких по узору участков в магнетитовой матрице (см. рис. 1) выясняется, что центральная часть этого смешанного кристалла содержит повышенного количество всех примесей (анализ 2, табл. 1) которые при пересчете на кристаллохимическую формулу могут быть объединены в магнезиоферритовый, алюмошпинелевый, ульвошпинелевый, якобситовый миналы. В кайме зерна (фрагменты 1 и 2) примеси марганца нет, меньше магния и алюминия. Примесь титана во всех участках зерна примерно одинакова.



Рис. 1. Микроструктура магнетита. Пояснение в тексте. Образец 9/454,4. Месторождение Бор, скважина № 9, глубина 454,4 м.

Компоненты	анализ 1	анализ 2	анализ 3
TiO <sub>2</sub>	0,42	1,72	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	_	4,59	1,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	68,15	58,64	66,26
FeO	27,33	28,28	29,19
MgO	2,06	4,63	2,39
MnO	_	0,76	-
Миналы, %			
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	94,4	85,5	93,1
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	5,1	9,2	4,7
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	_	2,2	1,3
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	_	1,0	-
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	0,5	2,1	0,9

Таблица 1. Химический состав зонального зерна магнетита, мас.%

*Примечание:* Образец 9/454,4. Номера анализов отвечают фрагментам сканирования, отмеченных цифрами на рис. 1.

Более контрастно микростроение этого зерна видно на следующих фрагментах. На рисунке 2 хорошо видна неоднородность центральной части зерна. По форме и размеру отличаются 3 разновидности выделений примесных частиц в матрице магнетита. Первая – это изометричные микрозерна шпинели размером до 5 мкм. Они окружены светлой беспримесной каймой шириной примерно в половину выделения. В некоторых частицах хорошо видны грани октаэдра. Вторая разновидность – это ламели длиной от 2 до 7 микрон, максимальной шириной

в десятки раз меньше. Они также имеют беспримесное гало. Третья разновидность – это точечные и штриховые частицы высокой плотности, выполняющие остальное пространство.



Рис. 2. Узор структур распада центральной части зерна магнетита. Пояснения в тексте.

Компоненты	1	2	3	4	5	6
TiO <sub>2</sub>	0,33	3,69	0,52	1,87	0,4	0,95
$Al_2O_3$	58,35	55,7	0,57	1,95	60,88	60,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,35	7,47	66,42	65,46	5,42	3,54
FeO	6,44	5,14	27,29	26,65	7,15	6,23
MgO	20,75	22,33	2,32	3,33	21,66	21,64
Миналы, %						
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	7,1	3,3	86,5	82,7	5,1	3,8
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	_	1,1	11,0	6,7	-	_
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	85,2	88,2	1,1	5,2	84,6	86,82
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	7,1	_	_	_	9,5	3,8
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	0,6	7,4	1,4	5,4	0,8	1,9

Таблица 2. Химический состав внутренней зоны зерна магнетита, мас. %

*Примечание:* Номера анализов отвечают фрагментам, обозначенным соответствующими цифрами на рисунке 2. 1, 2, 5, 6 – изометричные выделения шпинели, 3 – однородный участок магнетита, 4 – участок магнетита с тонкими штриховыми выделениями

По химическому и компонентному составу (табл. 2, анализы 1, 2, 5, 6) изометричные частицы на 84,6–88,2 % состоят из алюмошпинели, 3,8–7,1 % герцинита, 3,1–7,1 % магнетита и 0,7–7,4 % ульвошпинели. Однородные участки, слагающие гало микровыделений, сложено 86,5 % магнетита, 11,0 % магнезиоферрита, 1,1 % алюмошпинели и 1,4 % ульвошпинели. Участки магнетита с точечными и штриховыми микровыделеними (анализ 4), отвечающими,

вероятно, первичному составу твердого раствора минерала, включают 5,3 % алюмошпинели, 5,4 % ульвошпинели и 6,7 % магнезиоферрита. Особенности микроструктуры и состава фрагмента кристалла, примыкающего к предыдущему участку, показаны на изображении (рис. 3) и в таблице 3. Состав изометричных частиц (анализы 1 и 4), как и в предыдущем фрагменте, отвечает алюмошпинели с примесью герцинита, магнетита, магнезиоферрита и ульвошпинели, количество которых неодинаково из-за разного размера частиц и аналитических погрешностей, из-за захвата зондом участков матрицы магнетита.

Последним обстоятельством обусловлена некоторая неопределенность состава удлиненные ламелей (анализы 2, 3, 5, 6). Они представлены тем же набором примесных компонентов, но с варьирующими количествами алюмошпинели и магнезиоферрита. Обращает внимание необычно высокое количество титана в одном из анализов, что связано с присутствием в этой части зерна относительно крупных частиц ульвошпинели. Во всех типах выделений примесных частиц и в их промежутках количество титана почти одинаково.

Это позволяет предполагать его вхождение в кристаллическую решетку шпинелидов в силу обычного изоморфизма с трехвалентным железом. Анализ 7 однородного участка отражает магнетит-магнезиоферритовый состав матрицы, оставшийся после сегрегации примесных магния и алюминия. В обозначенных цифрами 8 и 9 площадках с точечными и штриховыми выделениями примесей, таких же, как и на предыдущем снимке (4, см. рис. 2), состав отвечает, вероятно, первичному твердому раствору магнетита.

Среди хлоритизированной и рассланцованной пятнисто-вкрапленной руды (образец 10-324) сохраняются описанные выше элементы строения зерен магнетита (рис. 4). Наблюдается зональность, подчеркнутая включениями хлорита и реликтами точечных и удлиненных ламелей шпинелей. Крупных частиц распада твердого раствора нет, они замещены агрегатом вторичных минералов – хлоритом, карбонатами, серпентином, титанитом и другими. Сохранившиеся блоки (табл. 4, анализы 1, 7) содержат примеси магния и алюминия. Магнетиты изученного рудопроявления по содержанию магния, алюминия, титана и других примесных элементов близки к «магномагнетитам» месторождений Камышевский Байкитик, Хакдасис и других, отличающихся большим разнообразием текстур. Микроструктура магнетитов из этих месторождений практически не изучалась, также как и состав сопутствующих нерудных минералов. Выводы 0 химическом своеобразии «магномагнетитов» сделаны на основе валовых химических анализов и единичных микрозондовых определений. Наш опыт изучения магнетитов из разных парагенетических ассоциаций руд и пород железорудных месторождений ангаро-илимского типа на юге СП и полученные в данной работе материалы позволяют определить природу повышенной магнезиальности этих магнетитов. Описанные выше микроструктуры магнетитов обнаружены и в магнетитах из руд, замещающих оолиты в терригенно-карбонатных породах на месторождении Хакдасис, и в магнетитах из вкрапленных руд Камышевского Байкитика. При больших увеличениях под оптическим микроскопом выявляется тонкая неоднородность микроструктуры, наличие включений твердых частиц. В сканирующем электронном микроскопе установлены октаэдрические частицы шпинели (рис. 5, табл. 5) и точечные

микровыделения. Главными компонентами выделений и матрицы являются те же самые алюмошпинель, магнезиоферрит, герцинит и ульвошпинель, причем с теми же особенностями распределения по фазам, что и в рассмотренном выше случае.



Рис. 3. Строение промежуточной зоны зонального зерна магнетита. Пояснение в тексте.

а аолица э. лимический состав фрагментов зерна магнетита (рис. э), мас.	Таблица	3.2	Химический	состав ф	рагментов	зерна	магнетита	(рис.	3), M	мас.%
---	---------	-----	------------	----------	-----------	-------	-----------	-------	-------	-------

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
TiO <sub>2</sub>	0,37	5,85	0,55	—	0,38	0,3	—	0,98	1,53
Al2O <sub>3</sub>	52,21	15,95	10,86	42,17	4,04	3,85	_	1,78	2,78
Fe <sub>2</sub> O3	12,62	49,72	61,7	29,8	64,9	65,31	67,81	65,18	63,86
FeO	8,77	18,15	23,41	12,54	25,21	26,46	27,07	27,14	26,74
MgO	19,71	11,91	7,36	17,33	4,0	3,68	2,31	2,79	3,25
Миналы, %									
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	13,1	26,0	62,1	28,7	76,9	79,9	86,7	81,5	83,1
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	-	26,6	15,2	2,5	13,1	11,3	13,3	11,5	6,5
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	80,0	32,2	21,3	68,8	8,9	8,0	_	4,1	6,1
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	6,1	-	-	_	-	_	_	-	-
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	0,8	15,2	1,4	_	1,1	0,8	_	2,9	4,3

*Примечание:* Номера анализов отвечают фрагментам, обозначенным соответствующими цифрами на снимке. Пояснения в тексте



**Рис. 4. Неоднородное строение зерна магнетита в рассланцованной руде. Обр. 10/324,8.** *1* – магнетит с точечными выделениями шпинели и магнезиоферрита; 7 – магнезиоферрит; в остальных участках – смесь хлорита, серпентина и карбонатов.

1	2
1,02	-
68,35	68,43
24,8	28,34
4,13	1,76
76,9	90,0
18,6	10,0
4,5	_
	<i>l</i> 1,02 68,35 24,8 4,13 76,9 18,6 4,5

Таблица 4. Химический состав магнетитов (мас.%). Обр. 10-324,8.

Примечание: Номера анализов отвечают цифрам фрагментов на снимке. Пояснения в тексте.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты являются первыми данными о неоднородности состава и реальной структуры магнетитов, образованных при метасоматозе терригенно-карбонатных пород (доломитов, мергелей) в контактах с породами траппового комплекса СП. Наибольший интерес представляет выявленное зональное строение и специфика узора структур подсольвусного распада твердых растворов магнетитов. Они демонстрируют, что при кристаллизации магнетит включал примеси магния, алюминия, титана, марганца, цинка, ванадия. Зональность зерен обусловлена неодинаковым, изменяющимся во времени составом

первичного минералообразующего флюида. Форма экссолюционных частиц обусловлена также различиями скорости диффузии примесных элементов при понижении температуры.





*1-4* изометричные выделения шпинелей, 5 – однородный фрагмент магнетита, 6 – с точечными выделениями примесей. Состав приведен в таблице 5.

Таблица 5	. Химический состан	в шпинелей и магнетита	месторождения Хакдасис,
мас.%			

Компоненты	1	2	3	4	5	6
TiO <sub>2</sub>	0,62	4,15	0,4	2,42	0,37	0,37
$Al_2O_3$	47,73	29,76	41,63	33,6	0,83	0,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,85	37,26	28,07	37,86	65,35	65,95
FeO	15,63	19,44	16,02	12,85	29,91	20,91
MgO	15,54	12,57	14,92	17,07	-	0,6
Миналы, %						
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	20,4	25,8	31,1	23,1	96,6	95,8
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	-	3,2	_	11,8	-	0,9
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	64,2	60,3	61,8	60,0	-	2,0
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	14,1	_	6,3	_	1,9	—
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	1,3	10,7	0,8	5,1	0,5	1,3

*Примечание:* Номера анализов отвечают цифрам на рис. 5. *1-4* – изометричные выделения шпинели; 5– однородный фрагмент магнетита; *6* – фрагмент магнетита с точечными выделениями примесей.

Изометричные более крупные частицы шпинели в центральной части зерен магнетита концентрируют больше всего алюминия и магния. Это первая стадия распада, отражающая наиболее раннее разделение алюмо - и ферришпинелей. Кроме того, в них выявляются

примеси цинка и марганца. Это означает, что самые крупные, выделившиеся первыми частицы, являются местом стока всех примесей, имеющих близкие скорости диффузии в кристаллической решетке магнетита. Во вторую стадию в матрице магнетита выделяются удлиненно-пластичатые частицы (ламели), содержащие меньше алюминия и, соответственно меньшее количество алюмошпинелевого минала. Мелкие точечные выделения содержат еще меньше алюминия. Титан в исследованных магнетитах распределен относительно равномерно; в основном он не образует собственных частиц. В единичных случаях он фиксируется в микронных частицах, прилегающих к удлиненным ламелям. По-видимому, можно в этом случае провести аналогию со структурами в титаномагнетитах: там, на удлиненных ламелях ильменита нарастают мельчайшие изометричные частицы шпинели, а здесь – наоборот. Магний фиксируется во всех участках магнетита, как наиболее распространенный компонент его состава. Магнетит и магнезиоферрит имеют одинаковый параметр кристаллической решетки, остаются единым гомогенным твердым раствором после выделения из первичного высокотемпературного магнетита других примесных элементов.

Высокомагнезиальные магнетиты в месторождениях, связанных с траппами Сибирской платформы, образуются в контактах долеритов с доломитами и мергелями. Они внешних частях магнезиальноскарновой колонки, в шпинельлокализуются во форстеритовой и кальцифировой зонах. В рассмотренном случае, в Борском, Хакдасис и других рудопроявлениях неизмененные высокотемпературные магнезиально-скарновые ассоциации не сохранились из-за интенсивно проявленных хлоритизации, серпентинизации и других преобразований. Кроме конформных долеритам рудных залежей здесь известны секущие, жильные тела, в которых руды перекристаллизованы, а первичные высокотемпературные гидратированными минералы замещены вторичными серпентином, хлоритом, а также железистыми карбонатами, цеолитами и другими минералами. В них развиты друзы, гнезда магнезиального магнетита, директивные текстуры, характерные для жил выполнения [5]. Такой же облик имеют вторичные жильные, оолитовые, сферолитовые, полосчатые и более сложные рудные агрегаты известные на верхних горизонтах вулканотектонических построек месторождений Коршуновского и Рудногорского месторождений в южной части СП [7]. Именно с такими рудами сопоставляли Ф.Н. Шахов и В.С. Попов [16] описанное ими месторождение магнезиоферрита из района Нижней Тунгуски.

Магнетиты из рассмотренных рудных объектов по химическому составу могут рассматриваться в рамках системы Fe<sub>2</sub>O<sub>4</sub> – MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> – MgFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub> – FeAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, результаты экспериментального и теоретического исследования которой показаны в статьях [18–20]. На фазовом квадрате этой системы(FMAF, по Sack, 1982), составы исследованных магнетитов попадают в окрестности линий, ограничивающих снизу купол несмесимости при 800°C. Как и магнетиты из контактов с доломитами и каменными солями [8–11] в южной части СП [7], исследованные магнетиты обогащены магнезиоферритом из-за сочетания высокой температуры, активности магния и потенциала кислорода.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рудно-магматических системах Приенисейского района в западной части СП магнетиты являются одними их характерных минералов, образованных при взаимодействии долеритов с терригенно-карбонатными породами. Они закономерно изменяют свой состав и микроструктуру в разных парагенетических ассоциациях, отражая специфику разных стадий минералообразования в отличающихся по составу замещаемых породах. Внутри тел долеритов были образованы вкрапленные и гнездовые скопления послемагматических титаномагнетитов, а в экзоконтактах сформированы послойные и секущие залежи в преобразованных терригенно-карбонатных породах. Высокомагнезиальные магнетиты, обычно отмечаемые в литературе как магномагнетиты, представляют собой сложные твердые растворы магнетита, магнезиоферрита, алюмошпинели и герцинита. При их подсольвусном распаде сначала возникают высокоглиноземистые магний – железистые изометричные частицы до 5 микрон в поперечнике, включающие примесь марганца и цинка, а затем пластинчатые герцинит-шпинелевые частицы длиной в первые микроны и шириной в десятки раз меньше, а затем точечные выделения. Оставшиеся после этого участки можно интерпретировать как магнетит-магнезиоферритовый твердый раствор или «магномагнетит». Примесь титана в этих магнетитах распределена равномерно по всем фазам, также как и незначительное количество ванадия. Вероятно, эти элементы изоморфны трехвалентному железу и рассеяны по решетке минералов. Зональное строение магнетитов с чередованием разных по размеру и количеству экссолюционных частиц шпинелей, ранее не описанных в литературе [17], обусловлено, вероятно, ритмичным изменением минералообразующего флюида в субвулканической обстановке.

Авторы благодарны А.П. Бронникову, И.А. Калугину, И.Г. Резникову, С.Н. Прусской за предоставленные образцы. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 12-05-00798.

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Бронников А.П.</u>, Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Мазуров М.П., Цимбалист В.Г. О первой находке массивных сульфидных Cu-Ni-Pt руд норильского типа в приустьевой части Подкаменной Тунгуски (Сибирская платформа) // ДАН, 2000. Т. 375. № 3. С. 366–369.

2. <u>Васильев Ю.Р.</u>, Прусская С.Н., Мазуров М.П. и др. Онекский интрузивный комплекс – новый структурный тип крупнообъемных проявлений Траппового магматизма на Сибирской платформе // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 5. С. 395–409.

3. <u>Золотухин В.В.</u> О новом районе распространения магнезиальных траппов норильского типа на Сибирской платформе.// Докл. АН СССР, 1980. Т. 253. № 3. С. 688–693.

4. <u>Золотухин В.В.</u>, Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А. Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности. Новосибирск: Наука, 1984, 208 с.

5. <u>Калугин И.А.</u>, Резников И.Г., Третьяков Г.А. Магматические жилы и силлы магнетитовых руд как продукт взаимодействия базальтовой магмы с доломитами // Геология и геофизика, 1994. Т. 35. № 6. С. 30–40.

6. <u>Лебедев А.П.</u> Трапповая формация низовьев бассейна р. Подкаменной Тунгуски // Петрография Восточной Сибири, т.1. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 71–117.

7. <u>Мазуров М.П.</u>, Бондаренко П.М. Структурно-генетическая модель рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 10. С. 1584–593.

8. <u>Мазуров М.П.</u>, Гришина С.Н., Титов А.Т. Магнетиты из магнезиальных скарнов на контактах долеритов с каменной солью // Геология и геофизика, 2004. Т. 45. № 10. С. 1198–1207.

9. <u>Мазуров М.П.</u>, Гришина С.Н., Истомин В.Е. и др. Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла Сибирской платформы // Геология рудных месторождений, 2007. Т. 49. № 4. С. 306–320.

10. <u>Мазуров М.П.</u>, Титов А.Т. Магнезиальные скарны из участков послойных инъекций базитовой магмы в эвапориты платформенного чехла // Геология и геофизика, 1999. Т. 40. № 1. С. 82–89.

11. <u>Мазуров М.П.</u>, Титов А.Т. Состав, особенности кристаллизации и преобразования шпинелей в контактах долеритов с доломитами и каменной солью // Геология и геофизика, 2001. Т. 42, № 7. С. 1100–1109.

12. <u>Мазуров М.П.</u>, Васильев Ю.Р., Шихова А.В. и др. Ассоциации и строение рудных минералов в интрузивных траппах западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 1. С. 94–107.

13. <u>Модельный</u> анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем. / Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009. 409 с.

14. <u>Павлов Н.В.</u> Магномагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961. 224 с.

15. <u>Соболев В.С.</u> Петрология траппов Сибирской платформы. Л., Изд-во Главного управления Севморпути, 1936. 227 с.

16. <u>Шахов Ф.Н.</u>, Попов В.С. Месторождения магнезиоферрита в районе Н. Тунгуски // Изв. Томского индустриального института, 1935, вып. 14. С. 3–9.

17. <u>Haggerty S.T.</u> Oxide textures – a mini atlas // Rev. Miner. Geochem., 1991. V. 25. P. 129–219.

18. <u>Lehmann J.</u>, Rouex J. Experimental and theoretical study of  $(Fe^{2+},Mg)(Al,Fe^{3+})_2O_4$ spinels: Activity-composition relations, miscibility gaps, vacancy contents // Geochim.Cosmochim. Acta, 1986. V. 50. P. 1765–1783.

19. <u>Neil J.</u>, Wood B.J., Mason T.O. High-temperature distribution in  $Fe_3O_4$  –MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>\_ MgFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>-FeAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> spinels from thermopower and conductivity measurements // Amer. Miner., 1989. V. 74. P. 339–351.

20. <u>Sack R.O.</u> Spinel as petrogenetic indicators: activity-composition relations at low pressures // Contr. Miner. Petrol., 1982. V. 79. P. 169–186.

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГРАНИТОВ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ВОСТОЧНО-САЯНСКОГО ПОЯСА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ)

#### В.М. Макагон

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, г. Иркутск, а/я 304, ул. Фаворского, 1А Иркутск

Изучены геохронологические, геохимические и генетические взаимоотношения гранитоидов и редкометалльных пегматитов в Восточно-Саянском поясе. Гранитные массивы сложены гранодиоритами, биотитовыми и двуслюдяными гранитами, а также биотитовыми и амфиболбиотитовыми рапакивиподобными гранитами Пегматитовые поля сподуменовой подформации находятся в юго-восточной части пояса, а петалитовая подформация объединяет пегматиты северозападных полей. Установлен большой возрастной интервал между временем формирования гранитоидов саянского комплекса и редкометалльных пегматитов. Их геохимическая связь отсутствует. Пегматиты образовались из особых пегматитовых расплавов, формировавшихся в глубинных очагах.

гранитоиды, редкометалльные пегматиты, взаимоотношения, Восточно-Саянский пояс

# GEOCHRONOLOGICAL, GEOCHEMICAL AND GENETIC INTERRELATIONS OF GRANITES AND RARE-METAL PEGMATITES IN THE EAST SAYAN BELT (EASTERN SIBERIA, RUSSIA)

### V.M. Makagon

Geochronological, geochemical and genetic interrelations of granites and rare-metal pegmatites were studyed in the East Sayan belt. Granite massifs are composed by granodiorites, biotite and two-mica granites, and also biotite and amphibol-biotite rapakiwi-like granites. Pegmatite fields of spodumene subformation occure in south-east part of belt, and petalite subformation unites pegmatites of north-west fields. A significant time gap of rare-metal pegmatite formation from granitoid of the sayansk complex origination is established. Their geochemical connection is absent. Pegmatites are formed from special pegmatite melts arising in deep centres.

granitoids, rare-metal pegmatites, interrelations, the East Sayan belt

В Восточно-Саянском пегматитовом поясе выделяются поля редкометалльных сподуменовых и петалитовых пегматитов. К подформации сподуменовых редкометалльных пегматитов относятся Урикское, Белореченское, Бельское, Гольцовое, Белотагнинское и Малореченское пегматитовые поля, расположенные в юго-восточной части пояса в пределах Урикско-Ийского грабена. Первые два поля относятся к литиевому эволюционному геохимическому ряду согласно классификации В.Е. Загорского с соавторами [2], Бельское – к тантал-олово-литиевому, а Гольцовое, Белотагнинское и Малореченское поля – к комплексному (Та–Сs–Li) ряду. Петалитовая подформация включает Вишняковское и Александровское пегматитовые поля, расположенные на северо-западе Восточно-Саянского

пояса – в Елашском грабене, являющемся частью Тагул-Туманшетской подвижной зоны [1]. Первое из этих полей относится к комплексному ряду, второе – к фосфор-тантал-литиевому.

В Урикско-Ийском грабене южной окраины Сибирского кратона находятся Урикский, Зимовнинский, Далдарминский и Калгинский массивы гранитоидов саянского комплекса, вблизи которых распространены поля редкометалльных пегматитов: около Урикского -Урикское поле, около Зимовнинского – Гольцовое, Белореченское и Бельское, около Далдарминского – Малореченское и около Калгинского – Калгинское. Массивы гранитоидов подразделяются на однофазовые и двухфазовые. Первые сложены в основном гранодиоритами, их представителем является Зимовнинский массив. Для двухфазовых массивов характерны как диориты и гранодиориты (1 фаза), так и биотитовые и двуслюдяные граниты (2 фаза), одним из них является Далдарминский массив. Двуслюдяные граниты широко распространены также в Урикском и Калгинском массивах. Геохимическая эволюция гранитоидов в массивах выражается в накоплении Rb и Cs от первой фазы ко второй и снижении содержаний Ba, Sr, REE, Zr, Hf, Ni, Co, V и Cr. Содержания Li, Ta и Nb при этом возрастают в одних массивах и понижаются в других. Распределение редкоземельных элементов в гранодиоритах характеризуется отсутствием европиевой аномалии или отрицательная аномалия слабо выражена, тогда как в двуслюдяных гранитах четко проявлена отрицательная европиевая аномалия. Кроме того в грабене наблюдаются малые интрузии гранодиоритов и тоналитов, характеризующиеся высокими содержаниями Ва, Sr и REE с одной стороны и Li, Cs, Sn и F – с другой, что отражает первоначально высокие концентрации последней группы элементов в магме, из которой эти гранитоиды формировались.

На северо-западе Восточно-Саянского пояса – в Елашском грабене находится Елашско-Тенишетский массив гранитоидов саянского комплекса. считающегося материнским для редкометалльных пегматитов региона. К нему пространственно тяготеет Вишняковское пегматитовое поле. Гранитоиды этого массива представлены амфиболбиотитовыми гранодиоритами и биотитовыми низкощелочными гранитами. Геохимия гранодиоритов близка к описанной массивов Урикско-Ийского грабена. для Александровское поле находится вблизи контакта Топорокского массива, сложенного биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами. С ними ассоциируют дайки гранитпорфиров, расположенные и в Вишняковском поле. Эти породы резко отличаются от описанных ранее гранитоидов. Их геохимические особенности близки к геохимической характеристике гранитов рапакиви. Для них характерны повышенная щелочность по К (особенно в дайках), высокие содержания Rb, Ba, а также REE, Nb, Zr, Hf и F. Кроме того гранит-поррфиры обогащены Ni, Co, Cr, V. Для гранитоидов Топорокского массива и даек характерны низкие содержания Sr и Pb. Распределение REE в этих гранитоидах характеризуется сильной отрицательной европиевой аномалией, особенно в дайках гранит-порфиров.

Поля сподуменовых пегматитов в Урикско-Ийском грабене контролируются зонами глубинных разломов. Пегматитовые жилы недифференцированы или слабо

дифференцированы. Геохимическое изучение сподуменовых пегматитов показало, что пегматитовые расплавы, из которых формировались эти пегматиты, были экстремально обогащены редкими элементами (Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Be, Sn), хотя в разных полях они отличались первоначальной обогащенностью редкими металлами. Это явилось причиной различной редкометалльной специализации пегматитовых полей. Комплексные пегматиты Гольцового поля характеризуются повышенными содержаниями Rb, Cs и Ta по сравнению с литиевыми пегматитами и Rb, Cs по сравнению с тантал-олово-литиевыми. Редко встречающиеся в пегматитах сподуменовой подформации зональные жилы подчеркивают эту генетическую особенность. Жила 21 Урикского поля литиевых пегматитов формировалась из расплава с относительно низкими содержаниями Rb, Cs, Ta и Nb, и только в процессе внутрикамерной дифференциации в результате концентрирования Cs и Ta в ее центральной зоне образовались поллуцит и манганотанталит. В залегающей субвертикально главной жиле литиевых пегматитов Белореченского поля также наблюдается накопление Та и Nb только на верхнем горизонте в заключительной порции расплава, из которого эти пегматиты формировались. В то же время геохимические данные показывают, что в жиле 19 («Музейной») Белотагнинского поля расплав при формировании зональной жилы комплексных пегматитов уже первоначально был резко обогащен Rb, Cs и Ta, а также летучими компонентами (F, H<sub>2</sub>O, P).

Вишняковское поле северо-западной части пояса относится к комплексному геохимическому ряду. Главным фактором, определяющим его положение, является контроль зоной влияния двух пересекающихся глубинных разломов северо-западного и северовосточного простирания. Строение наиболее крупных жил характеризуется асимметричной зональностью. Дифференциация зон по химическому составу очень резкая, что наиболее отчетливо характеризуется отношением Na<sub>2</sub>O / K<sub>2</sub>O, которое изменяется в разных зонах в несколько десятков раз. Геохимическую специфику пегматитов поля определяют высокие концентрации Та и Rb. Особенности состава минералов, концентрирующих Li (алюмосиликаты и фосфаты лития и слюды), Rb и Cs (калиевые полевые шпаты и слюды), Be (берилл), Ta и Nb (тантало-ниобаты), указывают на очень высокую степень дифференциации расплава, из которого образовались пегматиты Вишняковского поля. Эти пегматиты отличаются большим разнообразием ниобий-танталовой минерализации, в которой преобладают разновидности, наиболее обогащенные танталом.

Возраст гранитоидов саянского комплекса, полученный U-Pb методом по циркону из гранодиоритов Барбитайского массива, составляет 1,86 млрд лет [3]. Нами получен Rb-Sr методом возраст гранитов Далдарминского массива 1,82 млн лет. Учитывая, что при этом анализировались пробы в основном биотитовых гранитов 2 фазы, полученный нами возраст закономерно моложе, чем возраст гранодиоритов 1 фазы, определенный U-Pb методом по циркону. Rb-Sr возраст редкометалльных пегматитов в различных полях отличается: для пегматитов Бельского поля он равен 1782 млн лет, а Гольцового – 1686 млн лет. Эти геохронологические данные вместе с данными по возрасту гранитоидов саянского комплекса указывают на значительный интервал между временем становления гранитов и

формирования редкометалльных пегматитов и на разновозрастность редкометалльных пегматитов различных полей, причем наиболее поздними являются комплексные пегматиты, тогда как литиевые и тантал-олово-литиевые образовались значительно раньше.

Возраст гранитоидов Елашско-Тенишетского массива, относящихся к саянскому комплексу, по данным В.В. Брынцева составляет 2120-1960 млн лет [1]. Вблизи Вишняковского пегматитового поля также расположены дайкообразные тела более молодых рапакивиподобных гранитов, выделяемых В.В. Брынцевым в елашский комплекс с возрастом 1780 млн лет. О.М. Туркина с соавторами [5], выделяя І– и А–граниты среди раннепротерозойских гранитоидов региона, определяет возраст первых 1870 млн. лет, а вторых – около 1750 млн лет. І–граниты в пегматитовых полях представлены гранодиоритами, а А–граниты – рапакивиподобными гранитами, однако их возраст непосредственно в пегматитовых полях не определялся. Rb-Sr возраст пегматитов Вишняковского поля составляет 1490 млн лет, а зон экзоконтактового изменения амфиболитов около пегматитов – 1480 млн лет [4]. Таким образом, и в Урикско-Ийском, и в Елашском грабенах возраст пегматитов значительно моложе, чем гранитоидов, и можно говорить об автономности процесса формирования редкометалльных пегматитов от гранитного магматизма, образовавшего гранитоиды саянского комплекса.

Переходя к генетическим особенностям редкометалльных пегматитов, необходимо подчеркнуть следующее:

1) большой временной интервал между становлением гранитов саянского комплекса и рапакивиподобных гранитов елашского комплекса, с одной стороны, и редкометалльных пегматитов – с другой;

2) большой объем пегматитового материала в пегматитовых полях;

3) отсутствие зональности пегматитовых полей относительно массивов гранитоидов;

4) контроль положения пегматитовых полей зонами глубинных разломов;

5) отсутствие связи между геохимическими особенностями гранитоидов и редкометалльных пегматитов: около одного массива гранитоидов наблюдаются пегматитовые поля с различной геохимической специализацией и около геохимически различных массивов – близкие по специализации поля;

6) экстремальное обогащение пегматитов гранитофильными элементами;

7) очень неравномерное распределение в пегматитовых жилах и их сериях как петрогенных, так и редких элементов при высокой первоначальной щелочности расплавов, обогащенных летучими, а также редкими металлами (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be, Sn).

Приведенные материалы не согласуются с гипотезой образования редкометалльных пегматитов в процессе фракционирования гранитной магмы, из которой формировались массивы гранитоидов как саянского, так и более позднего елашского комплексов, и указывают на отсутствие "материнских" гранитов для изученных пегматитов. Они наиболее корректно объясняются гипотезой образования этих пегматитов из пегматитовой магмы, являющейся результатом длительного процесса преобразования гранитных расплавов в глубинных очагах под воздействием мантийных и/или нижнекоровых флюидов, обогащенных гранитофильными элементами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Администрации Иркутской области (грант № 14-45-04144 – Сибирь).

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Брынцев В.В.</u> Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присаянья // Новосибирск: Наука, 1994. 184 с.

2. <u>Загорский В.Е.</u>, Макагон В.М., Шмакин Б.М. Систематика гранитных пегматитов // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 5. С. 422–435.

3. <u>Левицкий В.И.</u>, Мельников А.И., Резницкий Л.З.. и др. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. № 8. С. 717–731

4. <u>Макагон В.М.</u>, Лепин В.М., Брандт С.Б. Рубидий-стронциевое датирование редкометалльных пегматитов Вишняковского месторождения // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 12. С. 1783–1789.

5. <u>Туркина О.М.</u>, Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология, 2006. Т. 14. № 3. С. 284–306.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЯ ГОЛОЦЕНОВОГО РАЗРЕЗА САПРОПЕЛЯ ОЗЕРА МИНЗЕЛИНСКОЕ (НОВОСИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

**А.Е. Мальцев, Е.В. Лазарева, Г.А. Леонова, В.А. Бобров, Л.В. Мирошниченко** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

Изучен химический и минеральный состав пятиметрового керна оз. Минзелинское (Новосибирская область). В течение 6000 лет в озере формировались органоминеральные отложения с высоким содержанием карбонатов (до 70 %). Различаются макрофитогенный (0–290 см) и торфянистый сапропель (290–460 см), отражающие два этапа развития озера: сначала это была заболоченная низина, а позднее на ее месте образовалось озеро. Высокое содержание карбоната в сапропеле связано с отложением в результате хемогенного осаждения из раствора и биогенного накопления арагонита моллюсками и кальцита растениями сапропелеобразователелями. Кальцит содержит примесь Mg и Sr. По всему разрезу распространен биогенный кремнезём в виде створок диатомовых водорослей и окремненных частей макрофитов и фрамбоидальный пирит. В торфянистом сапропеле обнаружены новообразованные барит и гипс. В верхних горизонтах керна (0–30 см) наблюдается повышение содержания Zn, Cu и Ag, которое может быть связано с антропогенным загрязнением или микробиологическим концентрированием элементов.

сапропель, минеральный состав, биоминералы, минералообразование

# MINERAL COMPOSITION AND GEOCHEMISTRY OF THE HOLOCENE SECTION SAPROPEL IN MINZELINSKOYE LAKE (NOVOSIBIRSK REGION)

### A.E. Maltsev, E.V. Lazareva, G.A. Leonova, V.A. Bobrov, L.V. Miroshnichenko

The chemical and mineral composition of 5 m core in Mizelinskoye Lake, Novosibirsk region is studied. Organo-mineral sediments with high carbonate content (up to 70%) have been formed in the lake during 6,000 years. Macrophytogenic (0–290 cm) and peaty (290–460 cm) types of sapropel can be distinguished in the lake. These types reflect two accumulation stages –at first it was swamped lowland and later it was transformed into lake. High carbonate content in sapropel is associated with sedimentation due to chemogenic depositing from solution and biogenic accumulation of aragonite by mollusks and calcite by plants (sapropel-creators). Calcite contains an admixture of Mg and Sr. The biogenic silica is distributed throughout the section in the form of diatom valves and silicified parts of macrophytes and framboidal pyrite. Neogenic barite and gypsum are discovered in a peaty sapropel. Increased contents of Zn, Cu μ Ag are observed in upper core horizons (0-30 cm). It can be concerned with anthropogenic pollution or microbiological concentration of elements.

sapropel, mineral composition, biominerals, mineral formation

Накопление сапропелей – характерная черта бессточных озер умеренного пояса [5, 11]. Условия юга Западной Сибири благоприятны для сапропелеобразования. Большинство озер небольшие, мелководные, слабо- или непроточные. В настоящее время немного публикаций по исследованию сапропелей озер Западной Сибири, посвященных палеоклиматическим проблемам [12, 13] и геохимии озерных сапропелей [1, 6]. В рамках подробной инвентаризации залежей сапропелей в Новосибирской области проведено детальное изучение, включающее исследование геохимических и минералогических

особенностей состава, объектом которого были сапропели оз. Мензелинское, содержащего значительные запасы сырья.

Озеро Минзелинское расположено на террасе левого берега р. Объ в северо-восточной части Колыванского района Новосибирской области. Длина озера 12 км, наибольшая ширина 2,2 км, средняя глубина менее 1 м (максимальная 3,5 м), площадь 12,5 км<sup>2</sup>, запасы сапропеля около 8160 тыс. т [9]. Притоков озеро не имеет, из него вытекает р. Крутишка. Озеро расположено среди леса (кедр, сосна, береза) и обширных болот. Тип зарастания водоема смешанный: сочетание сплавин и обширных зарослей. В прибрежной зоне доминируют макрофиты: тростник (*Phragmites australis*), рогоз (*Typha latifolia*), различные виды осок, в акватории основным погруженным макрофитом является уруть (*Myriophyllum sibiricum*). В августе 2012 г. в озере вибрационным методом с использованием поршневого пробоотборника пробурена скважина (координаты 55°53' с. ш., 83°23' в. д.) глубиной 5 м [13]. Керн диаметром 7,5 см непрерывный и имеет ненарушенную структуру.

Согласно классификации А.И. Перельмана [10], воды озера относятся к группе холодных, типу окисленных (Eh = 300 mV,  $O_2 = 4,3$  мг/л), классу нейтральных и слабощелочных (pH = 8,3), семейству пресных вод (минерализация 0,23 г/л), гидрокарбонатному виду с комплексным катионным составом, в котором преобладает Ca, но доли Na и Mg высоки (HCO<sub>3</sub><sup>-1</sup>58, Cl<sup>-</sup> 24,4, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 2,3, Ca<sup>2+</sup> 20, Mg<sup>2+</sup> 8, Na<sup>+</sup> 12, K<sup>+</sup> 0,2 мг/л).

Верхний слой озерных отложений представлен макрофитогенным сапропелем, ниже залегает разложившийся торфянистый сапропель, его подстилает слой торфа, переходящий в темный сильно разложившийся (заметны процессы гумификации) торфянистый сапропель с большим количеством раковин *Planorbidae* и *Ostracoda* (рис. 1). Наличие этих скоплений, по-видимому, отражает кратковременную фазу мелководного эвтрофного водоема. Озерные отложения подстилаются песком. По данным радиоуглеродного датирования длительность накопления сапропеля оценивается в 6000 лет.

В интервале 0–460 см от нижних горизонтов к верхним наблюдается плавное снижение зольности, содержания карбоната и увеличение содержания  $C_{opr}$  (рис. 1). Эта тенденция может быть связана как с деструкцией органического материала к нижним слоям осадка, так и с разным его вещественным составом. Из породообразующих элементов преобладает Са (табл. 1). Содержание СаО в указанном интервале варьирует от 18 до 40 %. Принимая Al в качестве основного элемента терригенного материала и используя соотношения Ca к Al, рассчитанные для верхней континентальной коры [14], нами терригенный вклад CaO в сапропеле оценен всего в 0,21–0,65 %. Содержание SiO<sub>2</sub> в интервале 0–460 см с глубиной изменяется от 4 до 11,5 %, а в песчаном слое достигает 82 %. Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в интервале керна 420–450 см увеличивается до 4 %, при том, что в верхней части разреза оно колеблется от 0,8 до 2 %.



Рис. 1. Стратиграфия и основные компоненты донных отложений оз. Минзелинское. *I* – макрофитогенный сапропель (0–290 см); *2* – торфянистый сапропель (290–310 см); *3* – торф (310– 320 см); *4* – сильно разложившийся торфянистый сапропель (320–460 см); *5* – песок (460–500 см). Зольность определена при прокаливании осадка при 450 °C.

Таблица	1.	Химический	состав	донного	осадка	03. I	Иинзелин	ское	(данные	на	cyxoe
вещество),	%,	по результата	ім РФА								

Интервал керна, см	ΠΠΠ	SiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	$K_2O$	$P_2O_5$	SO3
0–2	67,9	9,1	1,7	1,2	0,7	17,9	0,2	0,3	0,3	0,3
15–20	63,5	5,1	1,0	1,1	0,9	27,3	0,2	0,2	0,2	0,3
55-60	60,1	3,9	0,8	0,8	1,0	32,4	0,2	0,1	0,3	0,3
80-85	58,5	3,3	0,7	0,8	1,1	34,9	0,2	0,1	0,2	0,3
135–140	53,1	3,6	0,8	1,1	1,2	39,6	0,1	0,1	0,2	0,2
155–160	61,7	5,3	1,2	1,4	0,9	28,2	0,2	0,2	0,2	0,3
215-220	56,2	4,6	1,1	1,5	1,5	34,1	0,2	0,1	0,2	0,3
255–260	56,3	8,7	1,	1,8	1,5	28,2	0,3	0,3	0,2	0,4
290–295	54,6	7,5	1,6	1,7	1,7	31,4	0,3	0,2	0,2	0,3
300-305	50,6	11,6	2,3	2,0	1,8	29,4	0,4	0,3	0,3	0,3
305-310	55,4	5,7	1,2	1,5	1,9	32,7	0,3	0,2	0,2	0,4
315-320	63,6	3,7	0,9	1,8	1,6	27,1	0,2	0,1	0,2	0,5
350-355	59,3	3,6	0,9	1,8	2,1	31,0	0,2	0,1	0,2	0,6
415-420	43,8	7,5	1,6	4,0	1,9	33,6	0,4	0,2	0,2	5,7
450-455	35,0	25,7	3,6	3,6	1,2	23,4	0,8	0,7	0,2	5,1
460-465	9,2	67,8	7,2	2,4	0,9	7,4	1,7	1,6	0,1	1,4
475–480	1,7	82,1	7,6	1,9	0,6	2,3	1,9	1,9	0,1	0,4

Примечание: ППП – потери при прокаливании на воздухе при 900 °С.

Содержание Fe (~ 1 %) довольно выдержанное до глубины 350 см, ниже значительно увеличивается (до 3,3 %), а в песке (460–480 см) падает до 1,6 % (рис. 2). Концентрация Са в сапропеле меняется от 15 до 24 % с максимальным значением 38 % (70–75 см), Mg и Sr – плавно увеличиваются вниз по разрезу от 0,45 до 1,2 % и от 0,07 до 0,14 %, соответственно. В песке Ca, Mg и Sr значительно меньше, чем в вышележащем сапропеле – 1,6, 0,36 и 0,02 % соответственно. Наиболее высокие содержания Zn (824 г/т) и Cu (204 г/т) отмечаются в приповерхностном слое сапропеля (0–10 см), уменьшаясь до 300 и 58 г/т на глубине 90 см; ниже их на порядок меньше, чем в слое 0–10 см. Исключение составляют интервалы: 180–185 см для Zn с пиком в 354 г/т, 180–200 см для Cu, где наблюдается увеличение до 54,8–79 г/т. В верхних 2 см сапропеля установлены высокие содержания Ag (44,6 г/т), ниже по разрезу они колеблются от 0,04 до 0,22 г/т.



Рис. 2. Изменение содержаний Fe, Ca, Mg, Sr, Zn и Cu в разрезе сапропеля озера по данным AAC.

Основные минералы сапропеля оз. Минзелинское по данным рентгенофазового анализа – кальцит, Мg-кальцит, арагонит, кварц, пирит, гипс, плагиоклаз. Кальцит в основном преобладает над арагонитом, и только в интервалах с большим количеством раковин доля арагонита увеличивается. Известно, что некоторые водные макрофиты накапливают Са в значительных количествах. Высушенные фрагменты макрофита уруть были исследованы на сканирующем электронном микроскопе. Внутри растения закономерно по определенным направлениям отлагаются агрегаты кальцита в виде одноразмерных (10 мкм) сферолитов (рис. 3 а, б). Форма и размеры агрегатов свидетельствуют об одновременном их зарождении и быстром росте. Кальцит содержит примесь Mg (~1 мас. %) и Sr (0,6 мас. %). Таким образом, учитывая первичную продукцию урути 390 г/м<sup>2</sup> ОВ в год на 2012 г. (по данным [3]), можно предположить что вклад биогенного CaCO<sub>3</sub> в осадок озера значителен. В донном осадке кальцит в основном присутствует в виде тонкозернистой сплошной массы. Возможно, сферолиты из макрофита уруть при захоронении растения перекристаллизуются или частично растворяются в процессе деструкции органического вещества и минерал повторно переотлагается. В качестве примесей в кальците сапропеля установлен Mg (1–2,5 мас. %). В

арагоните раковин гастропод (см. рис. 3, 3) не установлено примесей. В остатках растений и органическом веществе сапропеля содержится 4–13 мас. % Са.



Рис. 3. Основные минералы, слагающие сапропель оз. Мензелинское.

а, б – сферолиты кальцита внутри сапропелеобразующего растения уруть (*Myriophyllum sibiricum*); в – диатомовые водоросли (Di) рода *Cymbella* и окремненные остатки макрофитов (Mf) среди органического вещества (OM) и кальцита (Cat); г – фрамбоиды пирита (Pyr) и створки диатомовой водоросли (Di) рода *Synedra*; д – частицы Cu-Zn сплава; е – мелкозернистая масса кальцита (Cat) в торфе; ж – трещиноватый кристалл гипса (Gy), горизонт 315–320 см; з – створки гастропод (Ga) и фрагменты кристаллов гипса (Gy) среди массы кальцита (Cat), горизонт 415–420 см; и – фрамбоиды пирита (Pyr) среди массы Mg-кальцита (Cat), горизонт 450–455 см. Фото – электронный сканирующий микроскоп TESCAN MIRA 3 LMU.

По всему интервалу 0–460 см установлены фрамбоиды пирита (см. рис. 3, г). Присутствие пирита в верхних горизонтах керна свидетельствует об активной деятельности

сульфатредуцирующих бактерий уже в 0-2 см слое сапропеля [2]. Выявлено большое количество частиц размером не более 5 мкм, основными элементами которых являются Zn и Си (см. рис. 3 д). Эти частицы, с которыми может быть связано Ag, могут иметь антропогенное происхождение, но нельзя исключать их образование за счет деятельности микроорганизмов. В торфянистом сапропеле (315-320 см) основным минералом также является кальцит, содержащий примесь Мg (1,7 мас. %) (см. рис. 3, е). Встречаются гипс в виде крупных (до 500 мкм) трещиноватых короткопризматических кристаллов (см. рис. 3, ж) и их обломков (см. рис. 3, з) и зерна призматических выделений барита размерностью меньше 10 мкм. Можно предположить, что барит в образуется в донном осадке. Уменьшение содержания Сорг до 10-15 % в этом горизонте может свидетельствовать о процессах деструкции OB и накопления ионов  $SO_4^{2-}$  в поровом растворе. При наличии Ва в растворе элемент будет реагировать с  $SO_4^{2-}$  с образованием барита. В торфянистом сапропеле (см. рис. 3, 3) присутствуют раковины остракод (Ostracoda). В нижних горизонтах керна содержание пирита значительно выше, чем в верхних, что отражается и на увеличении содержания Fe до 4 % (см. таблицу). Обнаружение фрамбоидального пирита на нижних горизонтах керна (см. рис. 3, и), свидетельствуют об активной деятельности сульфатредукторов. По данным [8], в этих горизонтах обнаружена максимальная численность микроорганизмов (гетеротрофные, аммонифицирующие, нитрифицирующие бактерии). Помимо терригенного кварца, в осадке установлено значительное содержание биогенного кремнезема в виде створок диатомовых водорослей рода Cymbella (см. рис. 3, в) и Synedra (см. рис. 3, г), окремненных частей макрофитов (см. рис. 3, в).

Таким образом, основная минеральная масса сапропеля представлена автохтонными карбонатами: в основном кальцитом (с примесью Mg) и арагонитом. Арагонит полностью имеет биогенную природу и представлен раковинами гастропод и остракод. Значительная часть кальцита в осадке, без сомнений, также имеет биогенное происхождение, образуясь в первую очередь внутри растений. Но возможно и хемогенное образование кальцита, учитывая состав вод озера. В будущем предполагается провести дополнительные исследования, балансовые оценки и оценить долю биогенного и хемогенного кальцита в осадке. Наличие фрамбоидального пирита уже в первых 2 см осадка свидетельствует об активных процессах сульфатредукции. С деятельностью микроорганизмов может быть связано увеличение содержания Zn, Cu и Ag в верхнем горизонте. Усредненный состав всего слоя органогенных озерных отложений (0-460 см) следующий: 30 % - органическое вещество, 60 % - карбонат кальция (кальцит и арагонит), 10 % - терригенный компонент (кварц, плагиоклаз). По содержанию Соорг, карбонатов и величине зольности отложения оз. Минзелинское отнесены к органо-минеральным известковистым сапропелям согласно [4, 7]. Высокое содержание карбонатов – важная геохимическая характеристика сапропеля оз. Минзелинское.

Работа выполнена при финансовой поддержке ИП СО РАН №125.

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Бобров В.А.</u>, Федорин М.А., Леонова Г.А., и др. Исследование элементного состава образцов сапропеля озера Кирек (Западная Сибирь) методом РФА СИ // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования, 2012. № 5. С. 90–96.

2. <u>Геохимия</u> диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980. 288 с.

3. <u>Зарубина Е.Ю.</u> Первичная продукция макрофитов трех разнотипных сапропелевых озер юга Западной Сибири (в пределах Новосибирской области) в 2012 году // Мир науки, культуры и образования, 2013. Т. 42. № 5. С. 441–444.

4. <u>Кордэ Н.В.</u> Биостратиграфия и типология русских сапропелей. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. 219 с.

5. <u>Курзо Б.В.</u>, Гайдукевич О.М., Кляуззе И.В., Зданович П.А. Особенности формирования вещественного состава сапропеля органического типа в озерах различных регионов Беларуси // Природопользование. 2012. Вып. 21. С. 183–191.

6. <u>Леонова Г.А.</u>, Бобров В.А., Лазарева Е.В. и др. Биогенный вклад микроэлементов в органическое вещество современных озерных сапропелей (на примере оз. Кирек) // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 2. С. 115–131.

7. <u>Лукашев К.И.</u>, Ковалев, В. А., Жуховицкая А. Л. и др. Геохимия озерно-болотного литогенеза. Изд-во «Наука и техника», 1971, стр. 284.

8. <u>Мальцев А.Е.</u>, Леонова Г.А., Кондратьева Л.М. и др. Геохимия голоценового разреза сапропеля озера Минзелинское // Геология морей и океанов: Матер. XX Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2013. Т. IV. С. 102–106.

9. <u>Органо-минеральное сырье</u> сельскохозяйственного назначения Новосибирской области. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1990. 169 с.

10. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989, 528 с.

11. <u>Топачевский И.В.</u> Сапропели пресноводных водоемов Украины // Геология и полезные ископаемы Мирового океана, 2011. № 1. С. 66–72.

12. <u>Blyakharchuk T.A.</u> Four new pollen sections tracing the Holocene vegetational development of the southern part of the West Siberian Lowland // The Holocene, 2003. V. 13. N. 5. P. 715–731.

13. <u>Krivonogov S.K.</u>, Takahara H., Yamamuro M. et al. Regional to local environmental changes in southern Western Siberia: evidence from biotic records of mid to late Holocene sediments of Lake Beloye // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2012a. P. 177–193.

14. <u>Wedepohl K.H.</u> The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995. V. 59. N 7. P. 1217–1232.

УДК 550.424:546.791:551.312.46(517)

### ИММОБИЛИЗАЦИЯ УРАНА ДОННЫМИ ОСАДКАМИ СОЛЕНЫХ ОЗЕР СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Т.И. Маркович<sup>1</sup>, Л.И. Разворотнева<sup>1</sup>, В.П. Исупов<sup>2</sup>, Л.Г. Гилинская<sup>1</sup>, А.Г. Владимиров<sup>1</sup>

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия:

2– Институт химии твердого тела и механохимии СО РАН, 630128, г. Новосибирск, ул. Кутателадзе, 18, Россия

Исследовано содержание урана в донных осадках соленых озер, расположенных в северозападных районах Монголии. Показано, что щелочные содовые воды озер способствуют накоплению урана в форме карбонатных комплексов уранил-иона. На примере оз. Шаазгай-нуур методом последовательного ступенчатого выщелачивания проведен анализ форм нахождения урана в донных осадках. Комплексом физико-химических методов установлено, что основными участниками процесса мобилизации урана являются глинистые минералы. Более 40 % урана связывается железосодержащими гидроксидными формами осадков. Методом ЭПР установлено окислительновосстановительное взаимодействие U(VI) с ионами Fe(II), находящимися в октаэдрических позициях структуры монтмориллонита.

радионуклиды, сорбция, геохимические барьеры, уран

### URANIUM IMMOBILIZATION BY THE SALINE LAKE BOTTOM SEDIMENTS IN NORTH-WESTERN MONGOLIA

### T.I. Markovich, L.I. Razvorotneva, V.P. Isupov, L.G. Gilinskaya, A.G. Vladimirov

The uranium content in the bottom sediments of saline lakes located in the north-western regions of Mongolia is investigated. It is shown that alkaline soda lake waters contribute to uranium accumulation in the form of carbonate complexes of uranyl ion. A sequential graded desalination method was used to analyze the uranium occurrence forms in the bottom sediments by the example of Shaazgay Nuur Lake. Using the complex of physical-chemical methods, it was determined that the clay minerals are the main participants in the uranium immobilization. More than 40% of uranium is binding by iron-bearing hydroxide precipitation forms. The redox interaction between the U(VI) and ions of Fe(II), located in the octahedral positions of montmorillonite structure is identified by EPR method.

radionuclides, sorption, geochemical barriers, uranium

Выяснение геологических и физико-химических условий мобилизации урана в озерных водах и донных осадках является актуальной задачей в связи с разработкой методов поиска гидроминеральных месторождений урана. В качестве источников уранового гидроминерального сырья можно рассматривать соленые озера, накопление урана в которых может происходить за счет процессов выщелачивания урана из горных пород поверхностными и подземными водами. С этой точки зрения представляет интерес исследование содержания урана в соленых озерах, расположенных в урановорудных районах Монголии и прилегающей к ней территории Российской Федерации (Горного Алтая и степных районов Алтайского края). В процессе работ изучен ряд соленых озер, концентрация урана в которых варьирует в широких пределах (табл. 1).

Озеро	Содержание урана (10 <sup>-5</sup> г/г)
Хяргос	1,01
Шаазгай Нуур (0–5 см)	5,18
Шаазгай Нуур (5–10 см)	10,42
Их-гашун-Нуур	1,58
Бага-Гашуур	1,72

#### Таблица 1. Содержание урана в кернах донных осадков озер

*Примечание:* В таблице 1 концентрация урана в кернах представлена в г/г, т.е. содержание урана в граммах на грамм сухого вещества керна.

В воде содовых озер, расположенных в урановорудных районах Западной Монголии, содержатся повышенные концентрации урана – достигающие единиц мг/л. Для исследования процессов накопления урана был проведен анализ озерной воды и донных осадков в оз. Шаазгай нуур [3].

Озеро расположено в межгорной котловине южной части Хархиринского нагорья (Северо-Западная Монголия) на уровне 1696–1700 м. Окружающие озеро горы представлены Хархиринским интрузивным комплексом субщелочных лейкогранитов раннекаменоугольного возраста и Елинским интрузивным комплексом с аляскитовыми лейкогранитами, аляскитами и щелочными аляскитами с рибекитом. К северу от озера, вблизи верховий р. Харгайн-Гол установлено урановое рудопроявление Гоожуур, в минералогическом составе которого выявлены отенит и уранофан. С севера в озеро впадает р. Хайгайн-Гол, которая питается ледниками горного массива Хархира, расположенного к северу от озера. Концентрация урана в верховьях р. Харгайн-Гол невелика – 0,8–  $0.9 \cdot 10^{-3}$  мг/л, что обусловлено ледовым характером ее питания. По мере продвижения к озеру концентрация урана в речной воде на достаточно коротком участке возрастает в 20 раз, что связано с разгрузкой подземных урансодержащих вод в реку. Содержание урана в подземных водах варьирует от 0,04 до 0,11 мг/л.

По геохимическим свойствам подземные воды вокруг оз. Шаазгай-нуур относятся к содовому типу. Щелочные содовые воды способствуют накоплению урана в форме карбонатных комплексов уранил-иона, который образует легкорастворимые соединения, которые, попадая в озеро, за счет испарения озерных вод в условиях аридного климата могут накапливаться до высоких концентраций урана. Таким образом, разгрузка подземных вод через речную сеть или непосредственно в озеро приводит к накоплению урана в озерной воде и осадках.

Проведенное нами исследование свидетельствует о том, что депонирование урана происходит за счет его накопления не только в озерных водах, но и в донных осадках. Содержание урана в кернах варьирует от  $5,18\cdot10^{-5}$  (0–5 см) до  $10,42\cdot10^{-5}$  г/г (5–10см), что в 50–100 раз превышает массовую концентрацию урана в воде.

Изучение форм нахождения урана актуально в связи с необходимостью решения проблем дифференциации, а также миграции и концентрирования урана в донных осадках различного минерального состава. Для определения степени подвижности и характера связывания урана природными материалами в лабораторных условиях проведены эксперименты по определению форм нахождения методом ступенчатого выщелачивания [5]. Определение подвижных форм урана из твердых проб проводилось методом пятиступенчатого выщелачивания (табл. 2).

Таблица	2.	Типы	связывания	урана	донными	осадками	исследуемых	озер
(концентра	ция у	урана в	%)					

Формы связывания	Vanaaa	Шаазгай-Нуур	Шаазгай-Нуур	Их-Гашун-	Easa Faunan	
урана	ляргос	(0-5 см)	(5—10 см)	Нуур	Бага-1 ашуур	
Водорастворимые	5,3	17,06	12,31	4,8	7,6	
Обменные	17,86	33,17	26,41	19,51	16,99	
Карбонатные	23,87	12,44	15,05	10,71	36,38	
Гидроксидные	48,27	33,43	41,93	59,18	35,93	
Органические	4,67	3,94	4,31	5,76	3,12	

В осадках оз. Шаазгай-Нуур преобладают два типа связывания урана: за счет обменных катионов и образование поверхностных комплексов. Обменные формы связывания урана возникают за счет взаимодействия с глинистыми минералами [1].

Следует отметить, что с возрастанием глубины осадка роль обменных процессов снижается, а количество поверхностных комплексов увеличивается. Осадок на глубине 0– 5 см содержит, наряду с хорошо окристаллизованными минералами (кварцем, плагиоклазом, полевым шпатом, кальцитом, иллитом), значительные количества рентгеноаморфной фазы. В изученных осадках присутствует монтмориллонит в высокодисперсном состоянии. Об этом свидетельствует изменение показателей межплоскостных расстояний на дифрактограммах после пропитки этиленгликолем до 17,4 Å. Наличие монтмориллонитов в озерных осадках подтверждается появлением экзотермических пиков при 220 °C, что свидетельствует о присутствии молекул воды в межслоевом пространстве, свойственном монтмориллонитам. При выделении глинистых фракций из донных осадков были определены удельные поверхности для Na-монтмориллонита – 96 м<sup>2</sup>/г и для Ca-монтмориллонита – 54 м<sup>2</sup>/г. Минеральная чистота выделения контролировалась рентгеноструктурным методом.

Для оз. Бага-Гашуур характерны карбонатный и гидроксидный механизмы связывания урана осадком. Образование поверхностных комплексов в оз. Их-Гашун-Нуур является наиболее характерным. Воды оз. Шаазгай-Нуур пересыщены по отношению к разнообразным карбонатам: кальциту, доломиту и стронцианиту, а также ферригидриту Fe(OH)<sub>3(s)</sub>. Дополнительное количество этих минералов может выпадать со временем при испарительном концентрировании солей или колебании температур. Определение форм нахождения элементов (истинно растворенных и во взвешенном состоянии) показало, что взвесь гидроксидов железа переводит  $UO_2^{+2}$  из раствора в твердую фазу за счет высокой сорбционной способности. При этом имеет место сочетание двух процессов: сорбционного и гравитационного. Экспериментальное выщелачивание урана аммонийно-ацетатным буфером подтвердило эффективность (33 и 42 %) сорбционного барьера на основе высокодисперсных

гидроксидов железа. Присутствие железа в озерных осадках усиливает их сорбционный потенциал, однако процесс сильно зависит от pH водной фазы. Экспериментально показано, что оптимален диапазон pH 5,5–8,2. При этом образование поверхностных комплексов происходит по схеме [2]:

$$>FeOH + UO_2^{+2} = >FeOHUO_2^{2-},$$
  
 $>FeOH + UO_2^{+2} + H_2O = FeOHUO_3 + 2H^{-1}$ 

Для сорбционных экспериментов готовился раствор соли урана  $UO_2(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$  с концентрацией 25 мкг/л. Количество урана в растворе определяли методом ISP-MS высокого разрешения фирмы INNIGAN MAT (Germany) при использовании стандартного раствора 10090а977 фирмы Merk. Погрешность определения 1–5 %.

Суспензию Fe(OH)<sub>3</sub> (из 0,02M FeCl<sub>3</sub> + 0,01M NaOH) готовили при pH 7,8 в течение 48 ч. Образующийся осадок отделялся методом центрифугирования при 15 тыс. об/мин в течение 20 мин. Затем осадок тщательно промывался и высушивался методом лиофильной сушки с замораживанием жидким азотом для сохранения параметров первичной структуры. Поверхность осадка, измеренная методом БЭТ (на приборе ASAP-2400 («Майкромеритикс», США) по адсорбции азота при 77 K), составила 48,3 м<sup>2</sup>/г.

Методом рентгенофазового анализа показано, что в образующемся осадке присутствуют высокодисперсные фазы FeOOH с низкой степенью кристалличности. Методом ступенчатого выщелачивания установлено, что уран может сорбироваться из растворов как аморфными, так и кристалличными (гетит) формами донных осадков.

В водной среде уран существует в виде комплексов по реакциям

$$UO_{2}^{2+} + H_{2}O = UO_{2}OH^{+} + H^{+},$$
  

$$2UO_{2}^{2+} + 2H_{2}O = (UO_{2})_{2}(OH)_{2}^{2+} + 2H^{+},$$
  

$$3UO_{2}^{2+} + 5H_{2}O = (UO_{2})_{3}(HO)_{5}^{+} + 5H^{+}.$$

В содовых озерах уран присутствует в виде растворимых карбонатных комплексов:  $(UO_2)_2CO_3(OH)_3^-$ ,  $UO_2(CO_3)_2^{2^-}$ ,  $UO_2(CO_3)_3^{4^-}$  [4]. При рН 7–8 доминирует форма  $UO_2(CO_3)_2^{2^-}$ . В щелочной среде карбонат-ионы являются преобладающими лигандами, и большая растворимость урана (U(VI)) вызвана, в частности, его склонностью к образованию анионных карбонатных комплексов.

В карбонатных, а особенно в бикарбонатных средах (при pH 9,4 и Eh 107 мВ), уран находится в виде высокозаряженных карбонатных комплексов  $UO_2(CO_3)_3^{4-}$ . Известно, что степень окисления урана существенно влияет на его подвижность в окружающей среде и, соответственно, на экологические последствия. В отличие от высокоподвижного U(VI) в восстановительных условиях U(IV) становится малоподвижным за счет образования труднорастворимых минералов. Исследования по сорбции урана на минеральных осадках содовых озер показали, что карбонатные комплексообразователи заметно снижают адсорбцию урана.

Процесс иммобилизации урана на минеральных поверхностях, содержащих в своей структуре ионы железа, изучен методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Сигналы парамагнитных ионов (ЭПР исследования выполнены на радиоспектрометре

Каdiopak SE/X254,  $f_{MOR} = 100 \text{ к}\Gamma \text{ ц}$ , T = 293 K) являются индикаторами при исследовании изоморфизма структуры поверхности. Наиболее распространены ионы железа в двух- и трехвалентном состоянии. В изученных образцах глинистых минералов регистрируются ионы Fe<sup>+3</sup> в октаэдрических позициях. В ЭПР спектре монтмориллонита с сорбированным на нем ионом уранила фиксируется широкая (80–120 мTл) симметричная линии комплексов с железом в области g = 2,05. При экспериментальном отжиге образцов наблюдается возрастание (в 5 раз) интенсивности спектра ионов структурного Fe<sup>+3</sup>. Это свидетельствует о протекании процесса окисления двухвалентного железа, также входящего в структуру глинистого минерала, до трехвалентного.

В щелочно-земельных бентонитах методом ЭПР обнаружен интенсивный спектр Feсодержащей примесной фазы – гематита. Из табл. 3 видно, что обнаруженные в образцах бентонитовых глин парамагнитные центры также являются участниками хемосорбционных процессов.

Необходимо отметить следующее.

1. Изменение количества ЭПР центров после иммобилизации урана свидетельствует об их участии в работе поглощающего комплекса, а также о возникновении окислительновосстановительного барьера.

2. В щелочных бентонитах эффективность работы барьера с участием Fe<sup>+3</sup>(структурного) выше, чем в щелочно-земельных.

3. В спектрах щелочных бентонитов после сорбции  $UO_2^{+2}$  регистрируется появление ряда широких линий (60 мТл) с различными g-факторами. Они обусловлены комплексами ионов Fe<sup>+3</sup> в соседних катионных позициях, приводящих к эффекту суперобмена.

Таблица	3.	Изменение	количества	парамагнитных	центров	(ПМЦ)	(отн.	ед.)	В
процессах и	ими	обилизации у	урана щелочи	ными и щелочно-	земельны	ми бенто	онитам	1И	

		Кол-во ПМЦ			
Состав осадка	Тип центров	в исходном образце	после сорбции урана (UO2 <sup>+2</sup> )		
Щелочной бентонит	Fe <sup>+3</sup> структурный	247	478		
Шелонно-земельный	То же	281	334		
бентонит	Fe <sup>+3</sup> гематит	23220	25015		

Таким образом, в озерных осадках уран находится в виде сорбированных, комплексных, осажденных или восстановленных соединений. В зависимости от форм нахождения он обладает различной мобильностью в окружающей среде. Так, карбонатные комплексные соединения, хорошо растворимые в воде, могут мигрировать на значительные расстояния. Фиксирование урана донными осадками может быть обусловлено их составом, физико-химическими особенностями структуры, дисперсностью и пористостью. К сорбирующим фазам, контролирующим сорбцию, относятся оксиды и гидроксиды железа, а также глинистые минералы, в структуре которых содержатся ионы железа. Механизм контакта растворенного урана с минеральными фазами может быть различным: адсорбция, хемосорбция, ионный обмен или возможно сочетание нескольких механизмов. Любое изменение состава осадков или условий (pH, ионная сила, Eh и т. д.) приводит к смене механизма иммобилизации урана.

Работа выполнена при поддержке междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 110

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Ковалев В.П.</u>, Мельгунов С.В., Пузанков Ю.М., Раевский В.П. Предотвращение неуправляемого распространения радионуклидов в окружающую среду (геохимические барьеры на смектитовой основе). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 162 с.

2. <u>Ho C.H.</u>, Doern D.C. The sorption of uranyl species on a hematite sol // Can. J. Chem. 1985. Vol. 63. P. 1100–1104.

3. <u>Isupov V.P.</u>, Ariunbileg S., Razvorotneva L.I. et al. Geochemical Model of Uranium Accumulation in Shaazgai Nuur Lake (Northwestern Mongolia) // Dokl. Earth Sci.. 2013. Vol. 448 (1). P. 143–148.

4. Jang J.H., Dempsey B.A., Burgos W.D. A model-based evaluation of sorptive reactivities of hydrous ferric oxide and hematite for U(VI) // Environ. Sci. Technol. 2007. Vol. 41. P. 4305–4310.

5. <u>Tissier A.P.</u>, Campbell G.C., Bisson M. Sequental extraction procedure for the speciation of particulate trace metals // Anal.Chem. 1979. Vol. 51. P. 844–851.

### БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО РИФЕЯ БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

### А.В. Маслов<sup>1</sup>, С.Г. Ковалев<sup>2</sup>

1– Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия; 2– Институт геологии Уфимского научного центра РАН, 450077, Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, Россия

Одной из крупнейших структур западного склона Южного Урала является Башкирский антиклинорий, сложенный верхнедокембрийскими осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, расчлененными на бурзянскую, юрматинскую, каратаускую (типовые подразделения рифея) и ашинскую (венд) серии. Рассмотрены первые данные о благороднометалльной (Au, Pt, Pd, Ru, Rh и Ir) специализации как «фоновых» терригенных пород нижнего и среднего рифея (мезопротерозоя) Башкирского антиклинория, так и одновозрастных им осадочных образований, приуроченных к тектоническим зонам, которые подверглись локальному динамотермальному метаморфизму зеленосланцевой фации и были прорваны интрузивными породами основного состава. В результате исследований выявлены генетические различия в благороднометалльной специализации «фоновых» терригенных пород из тектонических зон.

Башкирский антиклинорий, нижний рифей, средний рифей, ЭПГ, Аи, терригенные породы, тектонические зоны

### NOBLE METAL SPECIALIZATION OF THE LOWER AND MIDDLE RIPHEAN TERRIGENOUS ROCKS OF THE BASHKIR ANTICLINORIUM (SOUTHERN URALS)

#### A.V. Maslov, S.G. Kovalev

The Bashkir anticlinorium constituted by the upper Precambrian sedimentary and volcanogenicsedimentary formations subdivided into Burzyan, Yurmatin and Karatau (standard subdivisions of Riphean) series and Asha group (Vendian) is one of the largest structures of the western Southern Urals slope. The first data on the noble metal (Au, Pt, Pd, Ru, Rh and Ir) specialization both background terrigenous rocks of the Lower and Middle Riphean (Mesoproterozoic) of the Bashkir anticlinorium and their even-aged sedimentary formations confined to linear tectonic zones and undergone a local dynamothermal metamorphism of greenschist facies are considered. Our studies resulted in revealing genetic differences in the noble metal specialization of background terrigenous deposits and terrigenous rocks from linear tectonic zones.

Bashkir anticlinorium, Lower Riphean, Middle Riphean, PGE, Au, terrigenous rocks, linear tectonic zones

Башкирский антиклинорий – одна из крупнейших структур Южного Урала. Слагающие его верхнедокембрийские отложения расчленены на бурзянскую, юрматинскую, каратаускую (типовые подразделения рифея России [9, 10]) и ашинскую (венд) серии [5]. Ранее в пределах антиклинория были выполнены региональные геохимические исследования, позволившие установить особенности распределения редких и рассеянных элементов в тонкозернистых обломочных породах типовых разрезов рифея [6]. В настоящей работе приводятся первые данные о благороднометалльной специализации двух типов образований: 1) «фоновых», относительно слабо измененных постседиментационными (преимущественно изохимическими [11]) процессами песчаников, алевролитов и глинистых сланцев нижнего и среднего рифея, которые не несут явных признаков ремобилизации материала, воздействия метаморфо-метасоматических процессов или привноса рудных компонентов; 2) одновозрастных им пород, приуроченных к тектоническим зонам, которые подвергались локальному динамотермальному метаморфизму зеленосланцевой фации и были прорваны интрузивными породами основного состава. Определения элементов платиновой группы (ЭПГ) и Аи выполнены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики В. А. Шишлов, В. Л. Кудрявцев; пределы обнаружения – 0,002 г/т).

На северо-востоке Башкирского антиклинория к нижнему рифею относятся айская, саткинская и бакальская свиты. В центральных районах с ними по составу и комплексу фитолитов сопоставляются большеинзерская, суранская и юшинская свиты.

Айская свита включает два крупных подразделения: нижнее (мощность 2000–2500 м) вулканогенно-терригенное грубообломочное и верхнее (~1000 м), представленное преимущественно темноокрашенными тонкозернистыми терригенными отложениями. *Саткинская* свита (1700–3500 м) сложена в основном доломитами, в том числе фитогенными разновидностями, и подразделяется на пять подсвит, из которых в третьей снизу (половинкинской подсвите), преобладают низкоуглеродистые глинистые сланцы. *Бакальская* свита представлена в нижней части (500–650 м) низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, а в верхней объединяет ряд карбонатных и терригенных пачек.

Большеинзерская свита (2200 м и более) состоит из песчаников, низкоуглеродистых глинистых сланцев, алевролитов и карбонатных пород. Суранская свита (1000–2800 м) объединяет хемогенные и механогенные известняки и доломиты, глинистые и карбонатноглинистые, в той или иной мере углеродистые сланцы и алевролиты. Юшинская свита (650– 1000 м) сложена глинистыми сланцами и низкоуглеродистыми их разностями, алевролитами и песчаниками. Источниками сноса для рассматриваемых образований, исходя из свойственного им распределения РЗЭ, Th, Co и Sc, были преимущественно кислые магматические образования [6].

Сумма Ru, Pd, Ir и Pt в глинистых сланцах *айской* свиты составляет ~0,07 г/т, при этом Ru/Ir = 1,9, Pt/Pd = 0,1, Ir/Pt = 0,3, Ir/Pd = 0,05, а Pt<sub>N</sub>/Ru<sub>N</sub> ≈1,0. Нормированный на содержания ЭПГ в верхней континентальной коре (UCC [15]) спектр их распределения демонстрирует преобладание Pd и Ir. Содержание ЭПГ в глинистых породах *саткинской* свиты в среднем примерно равно 0,03±0,02 г/т, средние значения отношений Ru/Ir = 0,9, Pt/Pd = 0,3, Ir/Pt = 0,5, Ir/Pd = 0,06, а Pt<sub>N</sub>/Ru<sub>N</sub> ≈ 1,1. Нормированные на UCC спектры распределения ЭПГ в глинистых породах данного уровня показывают существенное преобладание Pd и Ir (≈50 и 110 соответственно), тогда как средние концентрации Ru и Pt составляют ≈9 и 18, а Au – 1,4–17,3. Среднее содержание ЭПГ в глинистых сланцах *бакальской* свиты 0,04±0,01 г/т, Pt/Pd<sub>cp</sub>

0,16±0,10, а  $Pt_N/Ru_N = 1,1$ . Средние уровни концентрирования Ru, Pd и Pt относительно UCC для глинистых пород рассматриваемого уровня равны ≈10, 70 и 10 соответственно.

Для глинистых сланцев *суранской* свиты Ru+Pd+Pt<sub>cp</sub> = 0,05±0,03 г/т, среднее значение Pt/Pd = 0,11±0,02, значение Pt<sub>N</sub>/Ru<sub>N</sub> приближается к 1,4. Средние уровни концентрирования Pd и Pt относительно UCC составляют ≈80 и 10 соответственно. Среднее содержание ЭПГ в глинистых породах *юшинской* свиты примерно такое же, как и в аналогичных по гранулометрическому составу породах суранской свиты (0,05±0,01 г/т). Значения Pt/Pd<sub>cp</sub>, Ir/Pt<sub>cp</sub> и Ir/Pd<sub>cp</sub> равны 0,19±0,16; 0,34±0,08 и 0,07±0,02 соответственно, a Pt<sub>N</sub>/Ru<sub>Ncp</sub> = 1,3. Средние уровни концентрирования ЭПГ в глинистых сланцах юшинской свиты относительно UCC для Ru и Pt составляют 8 и 12, а для Pd и Ir – 76 и 109. В песчаниках данного уровня Ru+Pd+Ir+Pt<sub>cp</sub> = 0,05±0,01 г/т, минимальное значение Pt/Pd составляет 0,05, максимальное 1,38. Значение Pt<sub>N</sub>/Ru<sub>Ncp</sub> примерно такое же, как и для глинистых сланцев (соответственно, 1,2 и 1,3). Уровни концентрирования ЭПГ относительно UCC в песчаниках и глинистых сланцах юшинского уровня также сопоставимы.

В целом, для «фоновых» терригенных пород бурзянской и юрматинской серий характерна палладиевая геохимическая специализация. По отношению к содержанию Pd в континентальной коре [16] его количества в глинистых породах различных уровней нижнего и среднего рифея весьма стабильны и коэффициенты концентрации составляют в среднем примерно 40–100, в то время как Pt – 2–13, Ru – 2–25, Ir – 6–25. Содержания Au, напротив, близки к коровым – 0,63–2,46. Отличительной чертой «фоновых» образований указанных серий является также отсутствие Rh: его значимых содержаний не установлено ни в одном из более чем 110 проанализированных образцов.

Данные о содержаниях ЭПГ и Аu в «фоновых» образованиях нижнего и среднего рифея сопоставлены нами с таковыми в породах Интуратовской тектонической зоны (низкоуглеродистые глинистые и карбонатно-глинистые сланцы суранской свиты с многочисленными кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками и жилами разнообразной формы и размеров, пронизанными дайками габбро-долеритов). Кроме того, проанализированы конгломераты, песчаники и алевролиты стратифицированного вулканоплутонического шатакского комплекса и среднерифейские породы Улуелгинско-Кудашмановской зоны, детально охарактеризованных в работах предыдущих исследователей [2, 3].

В результате выявлены значительные различия в распределении ЭПГ и Аи между «фоновыми» образованиями И ИХ метаморфизованными аналогами. Так, ЛЛЯ низкоуглеродистых глинистых И карбонатно-глинистых сланцев Интуратовской тектонической зоны характерна Pd-Rh специализация, а параметр Pt/Pd примерно на порядок выше, чем в «фоновых» породах этого же стратиграфического уровня. Нормированные на континентальную кору [16] содержания Ir в породах этой зоны различаются почти на три порядка. На перераспределение ЭПГ в процессе метаморфизма отчетливо указывают повышенные содержания Pt, Pd и Ir в кварцевых жилах, секущих сланцы Интуратской зоны. Определенное своеобразие в распределении нормированных на континентальную кору [16] содержаний Аи и ЭПГ устанавливается и для терригенных пород шатакского комплекса. Для

них характерна Pd-Pt-Rh- и Pt-Pd-Rh-специализация при Pt/Pd = 0,66–1,38. Смена типа благороднометалльной специализации терригенных пород с Pt-Pd на Pd-Pt хорошо коррелирует с материалами, полученными при изучении рудоносности докембрийских конгломератов шатакского комплекса, в которых была выявлена Os-Pd-Pt специализация пород при Pt/Pd  $\approx$  4 [2].

Генетическая природа различий геохимической специализации как «фоновых» терригенных образований нижнего и среднего рифея Башкирского антиклинория, так и их стратиграфических аналогов, приуроченных к тектоническим зонам, выявляется при анализе распределения нормированных на примитивную мантию [14] содержаний Au и ЭПГ в породах магматических комплексов ранне-среднерифейского возраста, распространенных в антиклинории. Для них характерно хорошо выраженное обогащение Au, Pd, Pt и Rh по отношению к примитивной мантии, что свидетельствует о значительном рудогенерирующем потенциале этого типа магматизма, так как при плавлении субстрата перечисленные элементы накапливаются в расплаве [13]. По сравнению с содержаниями благородных металлов в «эталонных» составах пикритов и коматиитов [12] южноуральские пикриты и пикродолериты в значительной степени обогащены Pd и Rh при близких (либо незначительно бо́льших) количествах Au, Pt, Ru и Ir. Это указывает на специфику южноуральской магматической провинции, а существенные вариации содержаний Pt, Pd и Au свидетельствуют об их подвижности в процессах внутрикоровой дифференциации.

Сопоставление графиков нормированных содержаний ЭПГ в терригенных и магматических породах рифея Башкирского антиклинория показывает, что в первую очередь они различаются наличием/отсутствием Rh. Из этого следует, что Rh может являться индикатором геохимической специализации как «фоновых» терригенных пород стратотипических разрезов, в которых он отсутствует, так и осадочных, приуроченных к тектоническим зонам, где его содержания относительно высоки.

Согласно современным геодинамическим построениям западный склон Южного Урала в мезопротерозое являлся частью Волго-Уральского сегмента палеоконтинента Балтика [7]. Проявление на указанной территории в раннем рифее плюмовых процессов [8] внедрению интракратонного прогиба привело к формированию И в зоны конседиментационных разломов многочисленных мелких базитовых и базит-гипербазитовых пикродолериты, меланократовые габбро-долериты). Собственно интрузий (пикриты, рифтогенный начала среднего рифея характеризовался этап уже линейно сконцентрированным растяжением литосферы [4], что в пределах западного склона Южного Урала и прилегающей части Русской плиты привело к формированию серии грабенообразных структур с максимальным развитием интрузивного магматизма и вулканизма [1]. Процессы плавления мантийного субстрата и его дифференциация в промежуточных очагах способствовали образованию магм, различавшихся как по базальты, основности (пикриты, долериты, риолиты), так и ПО геохимическим характеристикам (обогащенность Au, Pt и Pd и др.). При этом осадочные породы в

проницаемых зонах подверглись воздействию глубинных флюидов, что, по всей видимости, и привело к формированию геохимических аномалий ЭПГ и Au.

Таким образом, благороднометалльная геохимическая специализация «фоновых» терригенных образования бурзяния и юрматиния Башкирского антиклинория, входящих в состав стратотипических разрезов рифея, и их стратиграфических аналогов, приуроченных к линейным тектоническим зонам проявления локального зеленосланцевого динамотермального метаморфизма, насыщенным интрузивными телами основного состава, имеет различную генетическую природу, в существенной мере обусловленную стилем геологического развития региона.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке проекта УрО РАН 12-C-5-1002.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Ковалев С.Г.</u> Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника, 2008. № 2. С. 68–79.

2. <u>Ковалев С.Г.</u>, Высоцкий И.В. Новый тип благороднометальной минерализации в терригенных породах Шатакского грабена (западный склон Южного Урала) // Литология и полез. ископаемые, 2006. № 4. С. 415–421.

3. <u>Ковалев С.Г.</u>, Высоцкий И.В., Пучков В.Н. и др. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПресс, 2013. 268 с.

4. <u>Маслов А.В.</u> Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фации, литолого-фациальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции). Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 54 с.

5. <u>Маслов А.В.</u>, Крупенин М.Т., Гареев Э.З. и др. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. І. 351 с. Т. ІІ. 134 с. Т. ІІІ. 130 с. Т. ІV. 103 с.

6. <u>Маслов А.В.</u>, Ножкин А.Д., Подковыров В.Н. и др. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 274 с.

7. <u>Пучков В.Н.</u> Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

8. <u>Пучков В.Н.</u>, Ковалев С.Г. Плюмовые события на Урале и их связь с субглобальными эпохами рифтогенеза // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы. Материалы 2 Всеросс. Симпозиума, посвящ. памяти акад. Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского, Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 34-38.

9. <u>Семихатов М.А.</u> Хроностратиграфия и хронометрия: конкурирующие концепции общего расчленения докембрия // БМОИП. Отд. геол., 2008. Т. 83. Вып. 5. С. 36–58.
10. <u>Стратотип</u> рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.

11. <u>Япаскурт О.В.</u> Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере. Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

12. <u>Barnes S.-J.</u>, Lightfoot P.C. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and processses affecting their copper and platinum-group element contents // Economic Geology, 100th Anniversary V. 2005. P. 179–213.

13. <u>Barnes S.-J.</u>, Maier W.D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids // C.E.G. Geological Association of Canada. Short Course, 1999. V. 13. P. 69–106.

14. <u>McDonough W.F.</u>, Sun S.S. Composition of the Earth // Chem. Geol., 1995. V. 120. P. 223–253.

15. <u>Rudnik R.L.</u>, Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry, 2003. V. 3. P. 1–64.

16. <u>Wedepohl K.H.</u> The composition of the continental crust // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1995. V. 59. P. 1217–1239.

УДК 550.42

# ГЕОХИМИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (ДАГЕСТАН)

В.У. Мацапулин<sup>1,2</sup>, В.И. Черкашин<sup>1</sup>, А.Р. Юсупов<sup>1</sup>, С.И. Исаков<sup>1</sup>

1– Институт геологии ДНЦ РАН, 367010, Республика Дагестан, г. Махачкала, ул. Ярагского 75 г., Россия;

2– Дагестанский государственный университет, 367000, Республика Дагестан, Махачкала, ул. Гаджиева, д. 43-а г. Махачкала, Россия

В статье приведены результаты работ проекта по программе № 27 Президиума РАН (2009-2011 гг.), показывающие перспективность среднемиоценовых песчаников на установление промышленных россыпей благородных металлов (Au, Pt) в Дагестане.

золото, платина, палладий, серебро, пробность, элементы-примеси, тяжелые фракции, красноцветы, аргиллиты, вулканические пеплы

# GEOCHEMISTRY OF PRECIOUS METALS IN BLACK SHALE STRATA OF THE EASTERN CAUCASUS (DAGESTAN)

V.U. Matsapulin, V.I. Cherkashin, A.R. Yusupov, S.I. Isakov

Results of works of the project on the program No. 27 of Presidium of the Russian Academy of Sciences (2009-2011gg are given in article.), showing prospects the Miocene of sandstones at establishing industrial placer precious metals (Au, Pt) in Dagestan.

gold, platinum, palladium, silver, probnost, elements impurity, heavy fractions, krasnotsveta, soapstones, volcanic ash

Большой Кавказ, особенно его восточный сектор, еще недавно считался бесперспективным на благородные металлы. В настоящее же время в Дагестане, занимающем большую часть Восточного Кавказа, открыто и разведывается Курушское месторождение золотокварцевого, золото-кварц-сульфидного состава в черных глинистых сланцах средней юры. Месторождение с запасами порядка 60 т установлено в осевой части орогена Восточного Кавказа на границе с Азербайджаном. В последнем, в этой же структуре, также открыто месторождение, аналогичное Курушскому [1].

Руды месторождения представлены маломощными жилами кварцевого, кварцсульфидного состава. Золото очень тонкозернистое, микронных размеров (2–6 мкм), ассоциирует с сульфидами, главным образом с пиритом, серебро – с галенитом, сфалеритом. Месторождение по результатам термобарогеохимии – низкотемпературное (100–150 °C). В рудных пробах содержание составляет (г/т): серебро – 1–42,3, золото – 1–16,4, висмут – 0,5– 3,3, кадмий – 2,6–540, сурьма – 3–518, медь – 6,0–2930. Повышенное содержание мышьяка в пиритах установлено в рудных пробах, в которых увеличивается содержание золота, серебра, сурьмы.

В черных глинистых породах (аргиллитах) среднемиоценового возраста в пределах Нарат-Тюбинского передового хребта Восточного Кавказа Институтом геологии ДНЦ РАН установлены (атомно-адсорбционным методом) в г/т: золото  $\frac{0,1-3,0}{0.9}$  (45 проб), серебро

 $\frac{0,12-8,3}{7,04}$  (10 проб), платина  $\frac{0,15-2,11}{0,86}$  (20 проб), палладий  $\frac{0,1-2,0}{0,48}$  (25 проб) (в знаменателе

среднее содержание). Металлоносность установлена по двум профилям, пройденным вкрест простирания пород в долине р. Шура-Озень и на Буйнакском перевале. В породах видимой минерализации (наложенной и сингенетичной) не обнаружено. Отмечаются только зоны ожелезнения и пласты очень тонколистоватых глинистых пород. Их можно отнести к рассланцованным глинам или аргиллитам. Нефтяники называют эти породы глинами. Они относятся миоцену, чокрак-караганским к среднему к толщам, сложенным слабосцементированными кварцевыми песчаниками, чередующимися с черными аргиллитами.

В тяжелой фракции кварцевых песчаников установлены россыпеобразующие полезные компоненты титано-циркониевого сырья и благородные металлы (Au, Pt, Pd, Ag). Поскольку песчаники слабосцементированные, легко разрушаются, содержат терригенные полезные компоненты (ильменит, рутил, лейкоксен, циркон, самородные металлы – золото, платина, палладий, серебро), то они могут разрабатываться по технологиям россыпных месторождений. Они отнесены нами к древним миоценовым прибрежно-морским россыпям. Полезные компоненты в них считаются перенесенными с территории Восточно-Европейской платформы (рабочая гипотеза). Размерность полезных компонентов составляет – -0,2мм. Золото имеет пробность [2] 800–990 ‰, его состав приведен в таблице 1.

Элементы №№ n/n	Au	Ag	Bi	Си	Hg	Σ
1	99,7	1,03	0,05	1,18	0,00	100,97
2	93,86	4,94	0,00	0,00	0,00	98,80
3	90,19	9,67	0,00	0,35	0,02	100,23
4	99,69	0,0	0,00	0,00	0,00	99,69
5	99,13	1,73	0,00	0,10	0,00	100,96
6	80,14	20,20	0,00	0,00	0,00	100,34
7	100,23	0,13	0,00	0,00	0,00	100,36

Таблица 1. Химический состав золота

Из таблицы видно, что в самородном терригенном золоте отмечаются следующие элементы-примеси: Ag – в шести золотинах из семи, Bi – только в одном зерне, Cu – в трех золотинах, Hg – только в одном зерне. По величине пробности можно сказать, что эти образования высокотемпературные и более глубинные, чем рудные месторождения, приведенные в начале доклада.

На территории отмечаются проявления красноцветов, тесно связанных с вулканическими процессами (образованием вулканических пеплов). Опробование этих красноцветов показало наличие в них благородных металлов (г/т): Au – 0,4, Pt – 0,3, Pd – 0,1. В пределах развития черных аргиллитов отмечаются проявления позднекайнозойских вулканических пеплов. Они (пеплы) устанавливаются в структурах перехода от орогена Восточного Кавказа к Терско-Каспийскому передовому прогибу. Это проявления пеплов – производные от кислых пород андезитов до дацит-риолитов, характерные для процесса позднекайнозойской коллизии Аравийской плиты с Восточно-Европейской платформой. С этими процессами связывается возможность образования проявления благородных металлов в глинистых породах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Керимов Р.Б.</u>, Атаев А.Н., Джафарова Р.С. и др. К вопросам применения экологических безвредных технологий выщелачивания золота из рудоносных зон черносланцевых комплексов южного склона Большого Кавказа // Третья международная научно-практическая конференция «Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы». Воронеж, 2013. С. 288–291

2. <u>Мацапулин В.У.</u>, Юсупов А.Р., Исаков С.И. Пробность терригенного золота чокраккараганских песчаников // Региональная геология и нефтегазоносность Кавказа Сб. ст. ИГ ДНЦ РАН, вып. 58. Махачкала: АЛЕФ, 2012. С. 45–47.

#### УДК 553.493:[552.111+621.74.011]

# МАГМАТОГЕННО-ЛИКВАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ И ЕЕ ПРИКЛАДНЫЕ СЛЕДСТВИЯ

#### Г.Б. Мелентьев

Объединенный институт высоких температур РАН, 125412, Москва, ул. Ижорская, д. 13 стр. 2, Россия

Обсуждается роль ликвации в процессах редкометалльного рудообразования и ее прикладные следствия: в разработках рационального комплекса методов локализации поисков редкометалльных гранитных пегматитов, в распределении редких и лимитируемых компонентов в рудных полях и месторождениях и в использовании несмесимости продуктивных расплавов в качестве инновационного технологического способа переработки труднообогатимого сырья, концентратов и отходов обогащения с селективным извлечением редких металлов и устранением лимитируемых компонентов.

редкометалльные магматогенно-рудные системы, несмесимость и ликвация расплавов, локализация поисков, распределение элементов, экспериментально-технологическая инновация

# MAGMATOGENE-LIQUATION MODEL OF RARE METAL ORE FORMATION AND ITS APPLIED IMPLICATIONS

#### G.B. Melentyev

The article discusses the role of liquation in processes of the rare metal oregenesis and its applied implications: in developments of rational complex of methods concerned with localization of prospecting for rare metal granite pegmatites, in the distribution of rare and limited components in ore fields and deposits, and in the use of productive melts immiscibility as an innovative technological reprocessing method of hard-cleaning raw materials, concentrates and washery refuse with selective extraction of rare metals and removal of limited components.

rare metal magmagene-ore systems, immisibility and liquation of melts, prospecting localization, distribution of elements, experimental and technological innovation

Создатель редкометалльного направления в рудообразовании и минерагении чл.-корр. АН СССР К. А. Власов предложил рассматривать редкие элементы в качестве «меченых атомов» магматогенных процессов, а редкометалльные пегматиты - как фации и фазы гранитных интрузий, которые представляют собой «природные лаборатории», чрезвычайно удобные для изучения проявлений дифференциации и концентрирования рудного вещества. В лабораториях экспериментальной минералогии и петрографии геологических институтов AH CCCP (ИГЕМ. ΓИ КолФАН и др.) экспериментально была локазана рудоконцентрирующая роль ликвации как механизма дифференциации продуктивных магм (Д. П. Григорьев, Я. И Ольшанский, Б. Н. Мелентьев, Л. М. Делицын и др. [1, 2]). Согласно этим приоритетным отечественным исследованиям ликвационный распад (расслаивание) расплава при соответствующих Р-Т параметрах осуществляется мгновенно во всем объеме и является необратимым.

Автор исследовал минералого-геохимическую специализацию и пространственногенетическую зональность редкометалльных пегматитовых полей и других месторождений

гранитовых формаций Средней Азии в условиях хорошей обнаженности в глубоких вертикальных врезах, а также на вскрытых горными выработками и скважинами разведываемых И эксплуатируемых месторождений редкометалльных пегматитах (Восточный Казахстан) и гранитах (Восточное Забайкалье). При этом были выявлены и детально задокументированы примеры как непосредственной связи пегматитов с «материнскими» фациями гранитных интрузий, так и фациальной изменчивости их состава и строения в направлении одноактного внедрения. Впервые установлены «расщепления» зональных жил во фронтальной части инъекций на самостоятельные, согласные или, реже, наиболее продуктивные поперечные жилы-апофизы, представленные контрастными по составу и строению минерально-парагенетическими комплексами соответствующих им зон. Зональное строение редкометалльных пегматитовых инъекций, как и выступов-апофизов в породы кровли редкометалльных фаций гранитов в направлении внедрения, осложняется участковой и ритмичной полосчатостью, причем синхронно с усложнением химического состава этих поликомпонентных остаточных образований. Исключение составляют лишь их непосредственные выклинивания, представленные кварцевыми жилами и штокверками, которые содержат переменные количества альбита, мусковита, железисто-фториднолитиевых слюд и касситерита. Эти данные полевых исследований не могут быть интерпретированы иначе как проявления внутренних физико-химических и синергетических свойств самих расплавов, структурирование которых в условиях температурного градиента при внедрении, по-видимому, осуществляется самопроизвольно и многократно [1, 2].

Используя эти материалы, а также экспериментальные данные (включая специальное изучение в надликвидусной области состояния и свойств фторидно-литиевых щелочноалюмосиликатных моделирующих редкометалльные пегматитообразующие систем, расплавы [3]), автор пришел к выводу о проявлениях в них многопорядковой несмесимости (immiscibility) в условиях температурного градиента при внедрении, как ведущего фактора дифференциации «сухих» (безводных) расплавов с избыточными компонентами. Разработанная нами принципиально новая магматогенно-ликвационная концепция и модель рудообразования обосновывает редкометалльного естественную пространственногенетическую связь между всеми фациально-инъекционными производными гетерогенных гранитных интрузий (от источника до рудных тел). Это позволяет использовать в прогнознопоисковых целях все проявления специализации и объемной зональности неравновесных и саморазвивающихся магматогенно-редкометалльных систем, которые отражены геофизических и геохимических аномалиях, структурах и специфике состава вмещающих пород и, наконец, в рельефе, т. е. представлены геохимическими «концентрами» и конкретными морфоструктурами [4, 5].

#### ЛОКАЛИЗАЦИЯ ПОИСКОВ ВЫСОКОКОМПЛЕКСНОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО СЫРЬЯ

С использованием этих фундаментальных основ и закономерностей локализации редкометалльных оруденений гранитовых формаций разработаны и апробированы на объектах поисков, разведки и эксплуатации, следующие *методы* крупномасштабного и

детального *прогнозирования*, *поисков и перспективной оценки* редкометалльных пегматитов и гранитов [5, 6]:

1. Аналитико-графический, позволяющий в жестких системах координат петрохимических диаграмм типов  $A - Si - Al - \Sigma u$  (Na+K+Li+Rb+Cs)  $- \Sigma d$ (Fe+Ti+Mg+Mn+Ca) и Б –  $Al - \Sigma \phi$ (Na+Li)-K различать специализацию и изображать пространственногенетическую зональность естественных гомологических рядов редкометалльных пегматитовых полей, их гипабиссальных (редкометалльных гранитных интрузий) и излившихся аналогов (редкометалльных стекол – «онгонитов»). Рекомендовано их использование в качестве эталонных палеток для прогнозирования ожидаемого типа редкометалльного оруденения по результатам 10–15 силикатных анализов безрудного гранит-пегматит-аплитового комплекса.

2. Вариационно-геохимический, дающий возможность прогнозировать ожидаемые уровни концентрации цезия и тантала в пегматитовых полях с ведущим литиевым оруденением на стадиях поисков и оценки с использованием обратной зависимости содержаний этих элементов от значения SiO<sub>2</sub>/ΣR, характеризующего относительную вязкость пегматитообразующих расплавов, где R – остальные компоненты силикатных анализов пегматитовых тел.

3. Морфоструктурный, используемый для прогнозирования редкометалльных месторождений, не выходящих на дневную поверхность («слепых» и погребенных), для оценки уровней эрозионного среза зональных рудных полей и месторождений и прогнозирования и оценки редкометалльных россыпей.

4. Шлихо-геохимический, рекомендованный для прогнозирования, поисков и перспективной оценки различных типов месторождений пегматитов и гранитов, в том числе по ассоциациям минералов тяжелой фракции, специфике состава касситеритов и вольфрамитов из жильно-штокверковых надынтрузивных зон и россыпей, наконец, для обнаружения и оценки перспективности самих россыпных месторождений по ассоциациям и специфике состава минералов тяжелой фракции, характерных для тех или иных типов редкометалльных пегматитов и гранитов.

5. Ореольно-геохимический, позволяющий оконтуривать эндогенные геохимические аномалии на поисковых площадях, ранжировать их по степени перспективности на тот или иной тип ожидаемого редкометалльного оруденения с использованием мажоритарных рядов, выявленных в ореолах элементов и локализовать поиски путем интегрированного использования геолого-геохимических карт.

С использованием этих методов на флангах известных пегматитовых полей и эксплуатируемых месторождений были обнаружены жилы-апофизы с промышленным тантал-цезиевым оруденением, участки локализации редкометалльных пегматитов, не вскрытые эрозией и т. д. Наиболее ярким примером реализации этих методов служит обнаружение «слепого» месторождения танталово-оловорудных гранитов Кара-Су [6] на глубине до 300 м под касситеритсодержащим кварцево-жильным штокверком на фланге Калбинской провинции редкометалльных пегматитов (Восточный Казахстан).

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИ ЛИМИТИРУЕМЫХ КОМПОНЕНТОВ

Закономерности распределения редких и токсичных компонентов наиболее детально изучены на примерах редкометалльных пегматитовых полей Восточного Казахстана, месторождений редкометалльных уртитов (Ловозеро) и карбонатитов (Ковдор) Кольского региона. Распределение наиболее ценных из них (Cs и Rb, Ta, Ta/Nb) по простиранию существенно литиевых и комплексных редкометалльных пегматитовых полей и восстанию представляющих их жильных инъекций имеет дискретно-эволюционный характер. В мощности продуктивных тел подобное распределение разрезах по осложняется контрастностью содержаний в зонах и элементах их расслоенности. Однако в обоих случаях обнаруживается дискретность в содержаниях указанных редких металлов при накоплении их к флангам полей и месторождений, наиболее удаленных от «материнских» гранитных интрузий, в ряде случаев – до аномально высоких концентраций в апофизах с богатым тантал-цезиевым оруденением, а также в осевых частях жил.

С целью подсчета запасов для Белогорского ГОКа в Восточном Казахстане и редкометалльных уртитовых руд (Та, Nb, TR) при их паспортизации для Ловозерского ГОКа в Кольском регионе нами составлены минеральные балансы распределения редких элементов (Та, Nb, Li, Rb, Cs) в различных типах редкометалльных пегматитовых руд. Балансы свидетельствуют о преобладающей их концентрации в профилирующих промышленно-ценных минералах (≥90–95 %). Такая высокая степень концентрации редких металлов, а в уртитовых рудах – и лимитируемых радиоактивных элементов, является дополнительным доказательством *спонтанного* механизма формирования ими собственных минералообразующих структурных группировок в расплавах. Это подтверждается и результатами выполненных автором экспериментально-технологических исследований.

#### ЛИКВАЦИЯ ПРОДУКТИВНЫХ РАСПЛАВОВ КАК ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ИННОВАЦИЯ

С начала 1980-х гг. нами экспериментально доказаны возможности эффективной переработки с применением ликвационной плавки редкоземельно-ниобиево-фосфатных кор выветривания карбонатитов для получения феррониобия и редкоземельно-стронциево-фосфатного продукта, доизвлечения вольфрама из отходов обогащения вольфрамитовых руд с попутным извлечением в сосуществующие жидкие фазы (слои) тантала и ниобия, висмута и серебра, минеральных концентратов редких щелочных металлов из руд редкометалльных пегматитов и гранитов, коллективных эгириново-титановых концентратов из апатито-нефелиновых руд с извлечением титана и ванадия [7–10].

Продолжается экспериментально-технологическое изучение возможностей извлечения редких щелочных металлов из минеральных концентратов сподумена и других минералов лития, а также цезия с рубидием (из поллуцита и др.) с применением *конверсионной* ликвационной плавки их с фосфогипсом как отходом сернокислотной переработки апатита на фосфатные удобрения. За счет обменных реакций в расплавах между

редкометалльно-щелочными алюмосиликатами и фосфогипсом получены слои – плавленые концентраты сульфатов Li, Cs, Rb и плагиоклаза.

1983–1985 гг. ликвационное направление в пирохимической технологии B переработки труднообогатимых и комплексных редкометалльных руд, концентратов и отходов обогащения было оформлено авторскими свидетельствами СССР на изобретения. На двух горно-обогатительных комбинатах, в Восточном Забайкалье и Республике Саха (Якутия), были реализованы авторские рекомендации по извлечению тантала из шлаков переработке касситеритовых оловорудных производств при концентратов ИЗ редкометалльных пегматитов и редкометалльно-оловорудных гранитов. В 2011 г. оформлен патент РФ на полезную модель системы термохимической переработки редкометалльного сырья с использованием механизма ликвационной плавки [10]. В настоящее время это инновационное направление приобретает особое значение в связи с увеличением количества разведанных месторождений труднообогатимого и бедного сырья, прежде всего представленного рудами кор выветривания, включая высококомплексное и богатое редкометалльное сырье супергигантского месторождения Томтор на северо-западе Республики Саха (Якутия) [11].

В настоящее время специалисты ОИВТ РАН в рамках программы Президиума РАН проводят изыскания возможностей извлечения оксидов редких земель и разделения их на группы из различных руд и минеральных концентратов, включая природные, не поддающиеся обогащению традиционными методами, с применением модификаций ликвационной плавки.

В перспективе механизм ликвации рудных расплавов может быть использован при разработке «встроенных» в природную среду подземно-дистанционных геотехнологических систем извлечения полезных компонентов как путем имитации металлургических процессов в продуктивных залежах недр, так и непосредственно из рудной части различно специализированных магм с выводом их на дневную поверхность.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Мелентьев Г.Б.</u>, Делицын Л.М., Мелентьев Б.Н. Ликвация и ее значение в петрологии. В сб. Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации / Под. ред. Коптева-Дворникова. М: Недра, 1972. С. 253–285.

2. Делицын Л.М. Ликвационные явления в магматических системах. М: Геос, 2010. С. 221.

3. <u>Мелентьев Г.Б.</u> Лепидолит-альбитовые пегматиты и их генезис. Автореферат канд. дисс. М: ИМГРЭ, 1972. 20 с.

4. <u>Мелентьев Г.Б.</u> Новая петрологическая модель формирования редкометальных месторождений гранитовой формации и ее роль в разработке объемно-количественной методики их прогнозирования, поисков и перспективной оценки // Крупномасштабное прогнозирование эндогенных редкометальных месторождений и их оценка. М.: ИМГРЭ, 1983. С. 7–44.

5. <u>Принципы</u> и методы крупномасштабного прогнозирования редкометальных месторождений / Под ред. В.В. Булдакова и Г.Б. Мелентьева. М: ИМГРЭ, 1978. С. 178.

6. <u>Мелентьев Г.Б.</u>, Степанов А.Е. и др. Оловорудно-редкометальные месторождения гранитовой формации на флангах пегматитовой провинции, условия их формирования и перспективы поисков. В сб. Крупномасштабное прогнозирование эндогенных редкометальных месторождений и их оценка. М: ИМГРЭ, 1983. С. 5–30.

7. <u>Мелентьев Г.Б.</u>, Давыдов Н.Ф. Перспективы развития пирохимической технологии и связанных с ней минералого-геохимических исследований // Проблемы направленного изменения технологических и технических свойств минералов / Под редакцией В.И. Ревнивцева. Л: Механобр, 1985. С. 17–34.

8. <u>Мелентьев Г.Б.</u> Фазовая несмесимость в расплавах как инновационный техноэкологический фактор экспрессной переработки природного и техногенного сырья // Материалы Всеросс. научн. конф. с международн. участием «Исследования и разработки в области химии и технологии функциональных материалов», 27-30 ноября 2010 г. ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. С. 127–129.

9. <u>Мелентьев Г.Б.</u> Система термической переработки редкометального сырья Патент РФ №110735, приоритет полезной модели от 28 июня 2011 г.

10. <u>Мелентьев Г.Б.</u> Ликвация – технологическая инновация // Редкие Земли, 2014. № 2. С. 94–95.

11. <u>Мелентьев Г.Б.</u>, Самонов А.Е., Толстов А.В. В ожидании промышленного освоения или почему Томтор открывает огромные выгоды инвестору и государству? // Химия и Бизнес, 2013. №№ 5–6. С. 60–64.

## РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРКАХ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

#### М.Е. Мельников, Т.Е. Седышева

ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», 353461, Краснодарский край, г. Геленджик, ул. Крымская, 20, Россия

По результатам исследования методами ICP-MS и ISP-AES проведено изучение редкоземельных элементов (TR) в кобальтоносных марганцевых корках Магеллановых гор. Установлено, что концентрации TR падают с северо-запада на юго-восток цепи. Наиболее отчетливо это проявлено для цериевых земель. Для средних и тяжелых редких земель картина не так контрастна вследствие низких вариаций содержаний. Рассмотрено распределение концентраций TR в пределах рудных полей отдельных гайотов, а также по разрезу корок. Сделано предположение, что подобное распределение может быть связано с поступлением металлов не из водной толщи, а из пород субстрата.

кобальтоносные железомарганцевые корки, гайоты, Магеллановы горы, редкоземельные элементы, распределение концентраций

## RARE EARTH ELEMENTS IN FERRO-MANGANESE CRUSTS FROM THE MAGELLAN MOUNTAINS (PACIFIC OCEAN) M.E. Melnikov, T.E. Sedysheva

As a result of the survey by ICP-MS and ISP-AES techniques rare-earth elements (TR) in cobaltbearing crusts of the Magellan Mountains were studied. It was established, that concentrations of TR elements have a tendency to decrease from the north-west to the south-east of the chain. This is manifested most distinctly in cerium earth. It is no so distinct for medium and heavy rare earths, due to low variations of their content. Distribution of TR concentrations around ore fields on some guyots, as well as along the crusts' section was considered. It was supposed that such distributional pattern can be related to supply of metals not from the water column but from the substrate rocks.

cobalt-bearing ferro-manganese crusts, guyots, the Magellan Mountains, rare-earth elements, distribution of concentrations

В последнее десятилетие резко возросла активность научных и производственных геологических организаций, связанных с поисками и разведкой твердых полезных ископаемых океанского дна. Эта деятельность контролируется Международным Органом по морскому дну, действующим в соответствие с Конвенцией ООН по морскому праву. В Международном районе в основном привлекают внимание три вида полезных ископаемых – железомарганцевые конкреции, кобальтоносные железомарганцевые корки и глубоководные полиметаллические сульфиды. На эти виды полезных ископаемых в настоящее время проводятся заявочные компании, в рамках которых заявители получают эксклюзивное право разведочной деятельности в пределах контрактного района. Целью работ является выделение эксплуатационного участка с дальнейшей разработкой месторождений на условиях, оговоренных Конвенцией. На сегодняшний день подано более 25 заявок на разные виды полезных ископаемых, и интенсивность компании продолжает нарастать. В связи с тем, что

геологоразведочная деятельность в данной области явно ориентирована на дальнейшую эксплуатацию месторождений, возросла и активность в проведении геолого-экономических оценок возможных проектов. В этом аспекте для нашего доклада важен тот факт, что многие эксперты сходятся во мнении, что эксплуатация кобальтоносных марганцевых корок не сможет быть рентабельной, если извлекать только основные компоненты, к которым относят, в первую очередь, Со, Мп и Ni. Привлечение же потенциальных попутных компонентов – Мо, TR, Cu, Pt, Te и некоторых других – может позволить достичь этой цели [6]. Нужно, конечно, сознавать, что на сегодняшний день нет, не только разработанных технологий их извлечения, но, в некоторых случаях, не ясно, с какой стороны к этой проблеме и подступить, в частности, в случае с платиной. Однако нужно начать, по крайней мере, с более подробного изучения распределения этих потенциальных компонентов на разных уровнях организации рудного вещества.

С 2000 г. по настоящее время ГНЦ «Южморгеология» в рамках подготовки Российской заявки, собран весьма значительный материал, характеризующий распределение кобальтоносных марганцевых корок как на Магеллановых горах Тихого океана в целом, так и в пределах рудных полей отдельных гайотов, рудных залежей и по разрезу самих корок (рис. 1). Использование при лабораторных исследованиях методов ICP-MS и ISP-AES, позволило проанализировать рядовые и частные пробы корок на широкий спектр редких, редкоземельных и рассеянных элементов. Частично наши результаты были опубликованы или доложены на ряде совещаний. В этом сообщении мы хотели бы остановиться на особенностях распределения редкоземельных элементов.

Корки на подводных горах залегают в виде тонких (от миллиметров до 10-12, реже -15 см и более) покровов гидроксидов железа и марганца на обнаженных консолидированных породах. К единичным подводным горам приурочены рудные поля корок, в пределах которых обычно выделяется несколько рудных залежей [3]. В разрезе корок выделяется несколько слоев, соответствующих разным генерациям рудного вещества. Разрез корок Магеллановых гор состоит из четырех слоев: позднепалеоценового – раннезоценового (слой I-1), средне – позднезоценового (слой I-2), миоценового (слой II), плиоцен – четвертичного (слой III). В единичных случаях основной разрез подстилается реликтовыми слоями позднепалеоценового и кампан-маастрихтского возрастов. Слои обладают индивидуальными отличительными признаками строения и состава; геологический возраст определен по составу содержащихся в них комплексов кокколитофорид и планктонных фораминифер [3, 4]. В минеральном составе корок, с небольшими вариациями, по всему разрезу преобладают Fe-вернадит и Mn-ферроксигит, при этом примесной нерудный компонент в разных слоях – различен: в двух нижних преобладают фосфаты и карбонаты, в слое II – широкий комплекс аутигенных и эдафогенных минералов (глинистые, цеолиты, полевые шпаты, пироксены и другие), в слое III – кварц.



Рис. 1. Обзорная схема района работ. Район работ выделен прямоугольником.

В составе кобальтоносных марганцевых корок выявлены концентрации более 70 химических элементов [1]. Традиционно основными компонентами корок и конкреций считаются Mn (среднее содержание в корках Магеллановых гор 21,13 %), Fe (16,28 %), Co (0,58 %), Ni (0,44 %) и Cu (0,12 %). Среди нерудных компонентов существенный вклад вносят концентрации  $P_2O_5$  (в среднем около 3,0 %), CaO (7,0 %), SiO<sub>2</sub> (8,0 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,5 %). Среди других элементов, включая редкие и рассеянные, выделяются редкоземельные, концентрации которых достигают промышленно значимых. Содержаниями от 1 до 10 г/т характеризуются Tb, Ho, Tm, Lu, от 10 до 100 г/т – Pr, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, от 100 до 1000 г/т – La, Ce, Nd. Причем Ce в корках отдельных гайотов дает концентрации свыше 1 кг/т. Среднее суммарное содержание редких земель превышает 1,7 кг/т, а по отдельным гайотам может превышать 2 кг/т. Спектр распределения редких земель в корках Marenлaнoвых гор в целом характерен для океанических железомарганцевых образований [2].

Распределение суммы редких земель в пределах Магеллановых гор проявляет устойчивое снижение их концентраций с северо-запада на юго-восток: средние содержания в корках падают почти вдвое – от 2020 г/т по гайоту Говорова на северо-западе до 1037 г/т по гайоту Бутакова на юго-востоке. Сходная картина отмечается и в распределении Се, элемента, дающего более половины этой суммы, – от 1194 г/т на г. Ильичева до 567 на г. Бутакова. Это снижение происходит последовательно в юго-восточном направлении: 1106 г/т (г. Альба) – 981 г/т (г. Федорова) – 892 г/т (г. Ита-Май-Тай) [5].

Другие легкие редкие земли ведут себя сходным образом, с незначительными вариациями; уровень снижения концентраций с северо-запада на юго-восток существенно ниже. Так, концентрации La падают с 293 г/т на гайоте Ильичева до 194 г/т на гайоте Бутакова. Однако на западе отмечено локальное снижение концентраций в корках гайота Гордина, а на востоке – локальное повышение на гайоте Ита-Май-Тай. Концентрации Nd снижаются последовательно, однако, в северо-западной части на фоне высоких содержаний выделяется полоса северо-восточного направления максимальных, включающая в себя гайоты Гордина и Вулканолог (рис. 2). Здесь концентрации выше 240 г/т, в то время как в противоположной части цепи (гайот Бутакова) – 164 г/т. Примерно та же ситуация с Sm: концентрации в зоне гайотов Гордина – Вулканолог свыше 51 г/т, а минимумы в пределах гайота Бутакова – 35 г/т. Однако, на юго-востоке отмечено локальное повышение в корках гайота Затонского – 46 г/т.





I-4 содержание Nd в корках в г/т: I – менее 200, 2 - 200-220, 3 - 220-240, 4 – более 240; красные цифры – среднее содержание Nd в корках на гайоте.

Менее отчетливая картина в распределении средних и тяжелых редких земель, прежде всего – за счет низкой изменчивости концентраций. Здесь также в целом более высокие концентрации на западе, а низкие на востоке, но отмечаются и другие тенденции. Так, в корках гайота Затонского на юго-востоке все иттриевые земли дают локальное повышение, а для Еu отмечается локальная меридиональная зона повышенных значений, включающая, кроме гайота Затонского, еще и гайот Грамберга. Для Dy, напротив, отмечаются зоны локального снижения концентраций в западной части цепи на гайотах Говорова и Коцебу. Все минимумы приурочены к коркам гайота Бутакова.

Важно отметить, что для основных рудных компонентов подобные закономерности в распределении по цепи Магеллановых гор не отмечены. Для них вообще изменчивость средних содержаний по гайотам не превышает относительных 10–15 %.

Поведение Y имеет черты, сходные с TR (более высокие концентрации на западе и наименьшие на юго-востоке), но отмечаются и определенные отличия (рис. 3). Появляется элемент цикличности колебаний концентраций с запада на восток. Высокие концентрации Y

прослеживаются в пределах западного звена вплоть до гайота Альба и нарушаются лишь локальным повышением в корках гайота Ильичева до максимальных значений (277 г/т) и снижением на гайоте Вулканолог. Затем к юго-востоку концентрации существенно снижаются на гайоте Паллада и вновь возрастают в корках гайотов Федорова и Грамберга. Далее происходит последовательное снижение вплоть до минимальных на гайоте Бутакова (159 г/т).



*I-4* содержание Y в корках в г/т: I – менее 170, 2 – 170–220, 3 – 220–270, 4 – более 270; красные цифры – среднее содержание Y в корках на гайоте.

В распределение Sc, рассматриваемого с редкими землями, при относительно низкой вариабельности, отмечается уже явная цикличность изменений. В крайней западной части цепи (гайоты Говорова и Скорняковой) концентрации повышены, далее следует зона пониженных концентраций (гайоты Гордина, Вулканолог, Коцебу), затем повышенных (гайоты Ильичева, Пегас, Альба), пониженных (Паллада), повышенных (Федорова, Ита-Май-Тай) и юго-западная периферия цепи соответствует пониженным концентрациям. Подобная цикличность распределений для макрокомпонентов отмечена для Fe. Важно, что Sc и Y, с небольшими вариациями, находятся в противофазе с Fe, у которого общее нарастание концентраций происходит с северо-запада на юго-восток, достигая максимальных концентраций как раз на гайоте Бутакова.

Рассмотрены и распределения концентраций редкоземельных элементов в корках отдельных гайотов. На первый взгляд может сложиться впечатление, что TR ведут себя примерно так же, как основные полезные компоненты – Mn, Co, Ni. To есть, их содержания коррелируют с гидродинамической активностью придонных вод и, соответственно, максимальные и высокие концентрации отмечаются в корках, развитых на выступах рельефа дна – отрогах, осложняющих конусах и куполах или в седловинах, а минимальные и низкие – в областях гидродинамического затишья. Однако более внимательное рассмотрение распределений показывает, что это совсем не так. В пределах отрогов, конусов и куполов,

других выступов могут встречаться как максимальные и высокие, так и низкие и минимальные значения. Нередко отмечается общее изменение фоновых содержаний от пониженных до повышенных в корках склонов различных экспозиций [4].

Участки со сходными концентрациями находятся в зонах различных гидро- и литодинамических обстановок. Поэтому логично предположить, что они определяются особенностями геологического строения объектов, к которым приурочены. Это могут быть особенности тектонического строения, магматизма, строения разреза осадочных пород. Установить четкие зависимости распределения концентраций редких земель от таких особенностей не удалось. Однако, очевидно, что состав магматических пород, слагающих поверхности гайотов в районах локализации корковых залежей, определенным образом сказывается на содержании рассматриваемого элемента в корках.

В распределении элементов по разрезу корок, нами ранее установлено, что два нижних слоя корок Магеллановых гор – I–1 (поздний палеоцен – ранний эоцен) и I–2 (средний – поздний эоцен) – максимально обогащены карбонатно-фосфатным материалом и характеризуются пониженными концентрациями полезных компонентов – Mn, Co, Ni, Cu [3, 4]. Противоположная ситуация в двух верхних слоях – II (миоцен) и III (плиоцен – квартер). От нижних слоев к верхним повышается железистость рудного материала. Несмотря на разубоженность рудного вещества слоя I–1 фосфатным компонентом, в нем отмечаются максимальные концентрации Mo, Zn, Pb, а также Sr, Ba, V, Bi.

Среди редкоземельных элементов наиболее показательно распределение Се (рис. 4). Он максимально концентрируется в основании разреза, в слое I–1, в вышележащем слое I–2 содержания снижаются в среднем в 1,7 раза, а в верхних слоях II и III концентрации примерно вдвое ниже, чем в подошве разреза. Для других легких TR в целом ситуация сходная, с той разницей, что концентрации в подошве лишь на 15–20 % превышают уровень остальной части разреза. При более детальном рассмотрении картина детализируется: для La такое распределение просматривается в корках большинства гайотов, а для Nd, Sm – лишь на некоторых, например, гайоте Геленджик. Средние и тяжелые TR распространены по разрезу довольно равномерно, лишь в слое II часто фиксируется минимум концентраций, однако эти падения не превышают 15–20 %. Распределения Sc и Y близки – максимальные содержания фиксируются в слое I–2, в остальных слоях они сходны и ниже максимумов на 30–40 % (рис. 5).

Интересно поведение редкоземельных элементов в реликтовых слоях корок кампанмаастрихтского и позднепалеоценового (?) возрастов. Эти слои, как правило, брекчированы и насыщены карбонатно-фосфатным компонентом. Только Се демонстрирует в нем устойчивые минимумы. Для остальных TR, как легких, так и тяжелых, концентрации в нем достаточно высоки, а нередко и максимальны. Sc и Y, чаще всего, дают в нем максимальные концентрации. Такая ситуация может иметь два истолкования. Либо реликтовые слои имеют иную природу, чем основная часть разреза (такое предположение неоднократно высказывалось на основании других особенностей состава слоев), либо значительная доля редких земель связана карбонатно-фосфатным материалом. Последнее предположение хорошо увязывается с повышением концентраций Y и Sc в слое I–2.



Рис. 4. Графики содержания Се в слоях корок различных гайотов Магеллановых гор.



Рис. 5. Графики содержания Ү в слоях корок различных гайотов Магеллановых гор.

Проведенные построения и их анализ дают возможность не только разобраться с распределением потенциальных попутных полезных компонентов корок, но и получить дополнительные представления о природе корок. В настоящий момент существуют представления о формировании корок из гидрогенного, гальмиролитического и гидротермального источника. Хотя все три гипотезы с равным успехом объясняют имеющийся фактический материал, наиболее популярна гидрогенная. Однако, полученную картину распределения редких земель она объяснить не может. Очевидно, что такое

зональное распределение, как на Магеллановых горах в целом, так и в пределах отдельных гайотов, логичнее связать с особенностями геологического строения объектов, в частности, с распространением различных типов пород. В этом случае источником редкоземельных элементов могут служить породы, в первую очередь магматические, обнаженные на поверхности дна. Освобождение металлов происходит в процессе гальмиролитических либо других изменений, приводящих к существенным преобразованиям минерального и химического состава пород. В пользу подобного предположения свидетельствует и концентрирование церия и некоторых других редких земель в подошве разреза.

В то же время, конечно, полученных данных не достаточно для решения такой глобальной проблемы, как генезис кобальтоносных марганцевых корок, и необходимо дальнейшее накопление и осмысление данных об их вещественном составе, строении и условиях локализации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Батурин Г.Н.</u> Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.

2. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.

3. <u>Мельников М.Е.</u> Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.

4. <u>Мельников М.Е.</u>, Плетнев С.П. Возраст и условия формирования кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор // Литол. и полезн. ископ., 2013. № 1. С. 3–16.

5. <u>Мельников М.Е.</u>, Плетнев С.П. Распределение церия в скоплениях железомарганцевых корок различного ранга на Магеллановых горах (Тихий океан) // Геол. и полезн. ископ. Мирового океана, 2009. № 1. С. 23–36.

6. <u>Yamazaki T.</u>, Goto K., Nakatani. N, Arai R. Preliminary economic evaluation of rare metal recovery from cobalt-rich manganese crusts // Toward the sustainable development of marine minerals: geological, technological, and economic aspects. 39<sup>th</sup> UMI. Abstracts. 2010.

# ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА СИБИРИ

А.С. Мехоношин<sup>1</sup>, Т.Б. Колотилина<sup>2</sup>

1– Институт геохимии им. А.П. Виноградова, 664033, г. Иркутск, а/я 304, ул. Фаворского, 1А, Россия 2– Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова 83, Россия

В результате анализа минерально-геохимических особенностей базит-ультрабазитовых массивов юга Сибири сделаны выводы о геодинамических обстановках их образования.

базит-ультрабазитовые комплексы, элементы платиновой группы, крупные изверженные провинции.

# GEODYNAMIC CONDITIONS OF PRECIOUS METAL MINERALIZATION FORMATION OF BASIC-ULTRABASIC COMPLEXES OF THE SOUTH OF SIBERIA

A.S. Mekhonoshin, T.B.Kolotilina

The geodynamic conditions of formation of basic-ultrabasic complexes of the South of Siberia has been found out as a result of the analysis of mineralogical and geochemical features.

basic-ultrabasic complexes, PGE, LIPs

Формирование месторождений элементов платиновой группы (ЭПГ) обусловлено рядом факторов, к которым можно отнести аномально высокие концентрации ЭПГ в родоначальных расплавах, большие объемы и высокую магнезиальность исходных магм, дифференциация которых проходила в глубинных промежуточных камерах, и активное участии летучих (серы, галогенидов) [11–13]. Причиной высоких содержаний ЭПГ, Ni, Co, Cr, V, Cu, Au, Hg, Li в базитовых и ультрабазитовых магмах является обогащенность ими магмогенерирующих глубинными мантийных субстратов, что связывается с мантийными плюмами, зарождающимися на границе ядро-мантия [4, 5, 13]. Установлено, что все мантийные магмы высоких степеней плавления могут быть потенциально никеленосными, но что касается продуктивности на ЭПГ, то их формирование невозможно без участия глубинных мантийных плюмов. Исходя из этого, можно утверждать, что платиноносные ультрабазит-базитовые ассоциации являются индикаторами глубинных мантийных плюмов, с которыми связаны крупные изверженные провинции – LIP [10].

В докембрийских структурах южного обрамления Сибирского кратона активно изучается металлогеническая провинция с многочисленными, в том числе промышленными, платинометально-медно-никелевыми месторождениями и рудопроявлениями, связанными с ультрамафит-мафитовыми магматическими комплексами докембрийского возраста [1, 2, 6, 7]. В неё входят: Енисейский кряж и месторождения Кингашской группы (Канский супертеррейн), месторождения Барбитайского и Гутаро-Удинского рудных узлов (Алхадырский террейн), а так

же месторождения Йоко-Довыренской группы (Байкало-Патомский перикратонный прогиб) [8]. Радиологический (U-Pb и Ar-Ar) возраст рудоносных комплексов во всех этих ареалах находится в интервале 728-710 млн лет, что отвечает позднему рифею [8]. Эти данные согласуются со временем формирования рифтогенных дайковых поясов нерсинского комплекса и позволяют сопоставлять их с Франклинской крупной изверженной провинцией. Рудоносные массивы принадлежат к дунит-перидотит-пироксенит-габбровой формации. Они представляют собой относительно небольшие по размерам линзовидные интрузивные тела в значительной степени деформированные и метаморфизованные, нередко подверженные пликативным дислокациям и будинированию. На участке Желос наблюдаются выходы порядка десятка будиннобразных тел, различной формы. Они сложены серией ультраосновных пород, варьирующих по составу от лерцолитов до оливиновых пироксенитов. Породы в разной степени амфиболизированы, но почти несерпентинизированы. В них выявлено несколько рудных зон с Cu-Ni-PGE минерализацией протяженностью до 100 м при ширине до 50 м. Массив Токты-Ой характеризуется большей степенью измененности пород. Он сложен, преимущественно, в разной степени серпентинизированными перидотитами и дунитами, переходящими в апоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты, в которых обнаруживаются зоны густовкрапленной медно-никелевой сульфидной и платино-палладиевой минерализации.

Массивы Удинско-Бирюсинского ареала обладают более крупными размерами по сравнению с телами Барбитайского района, и во многом сохранили элементы внутреннего строения и морфологию тел. Они сложены дифференцированной серией пород, меняющихся по составу от дунитов и перидотитов до меланократовых оливиновых габбро. В зависимости от уровня эрозионного среза в них преобладают те или иные разновидности пород. Сопоставление петрохимических и минералогических характеристик рудоносных ультрамафит-мафитовых комплексов различных ареалов свидетельствует об их сходстве. На петрохимических диаграммах составы пород этих комплексов образуют отчётливо выраженный единый тренд обусловленный фракционированием оливина. Составы главных породообразующих минералов также близки. Особенно показательны в этом отношении хромшпинелиды. Характерными для хромшпинелидов всех исследованных массивов являются повышенные содержания в них TiO<sub>2</sub> (3-4 %) и наличие структур распада с обособлением ильменитовой фазы. Концентрации титана в них положительно коррелируются с содержаниями железа. Эти элементы накапливаются по всей вероятности, в остаточном расплаве по мере развития рудоформирующей системы. Кроме того, для пород и руд рассматриваемых комплексов присущ близкий уровень содержаний и характер распределения редкоземельных элементов и элементов платиновой группы. Концентрации РЗЭ в породах рудоносных массивов Алхадырского террейна характеризуются двух- десятикратным обогащением легкими элементами. Кривые их распределения имеют слабый отрицательный наклон. В Гутаро-Удинском районе они отличаются более пологими трендами и отсутствием европиевых аномалий. Дуниты и перидотиты Йоко-Довыренского плутона обогащены редкими землями в меньшей степени. Однако, в целом спектры распределения РЗЭ рудоносных комплексов Алхадырского террейна, Канского и Байкало-Патомского ареалов вполне сопоставимы. Рудоносные дунит-перидотит-пироксенит-габбровые

массивы Алхадырского террейна и других ареалов их проявления на территории металлогенической провинции характеризуются в целом повышенными концентрациями ЭПГ с отчетливо выраженным преобладанием Pd над Pt. Для рудопроявлений Барбитайского ареала характерны несколько повышенные содержания тугоплавких ЭПГ особенно Ru. В них установлены минеральные формы концентрирования Os, Ir и Ru, кратко рассмотренные ниже. В верлитах с вкрапленным оруденением из Медекского массива наблюдается близкий уровень содержаний ЭПГ по сравнению с таковым вкрапленных руд массива Токты-Ой (Барбитайский рудный узел) и пологий наклон в сторону тугоплавких элементов платиновой группы. Величина отношения (Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru+Rh) варьирует в пределах 10-15. Более высокий уровень содержаний ЭПГ в массивных рудах месторождения Желос по сравнению с вкрапленными массивов Токты-Ой и Медекский связан, вероятно, с их концентрированием в сульфидном расплаве. Появление в рудах платиновых минимумов объясняется процессами фракционирования последнего. Для безрудных верлитов Голумбейского массива характерен более крутой наклон кривой распределения ЭПГ с превышением в 50-500 раз уровня содержаний Pt над Os при величине отношения (Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru+Rh) > 3000. Составы сульфидных руд и пород изученных массивов характеризуются относительно низкими величинами Pd/Ir отношений, при умеренных и высоких величинах Ni/Cu отношений. Причем более высокие значения Ni/Cu отношений в массивных и густовкрапленных сульфидных рудах, вероятно, связаны с тем, что они являются кумулатами Mss и Iss. Уровень концентраций элементов платиновой группы, наклон кривых, величины Pd/Ir отношений свидетельствует о том, что образование первичных расплавов для рассматриваемых ультрамафитов происходило при достаточно высоких степенях плавления мантийного источника.

Во всех исследованных массивах установлены и сходные минеральные формы концентрирования ЭПГ. При этом для отдельных массивов Алхадырского террейна выявляются некоторые индивидуальные особенности. Если для интрузива Желос ведущей является арсенидная составляющая и характерно преобладание сульфоарсенидов тугоплавких элементов, то в Огнитском и Тартайском массивах более существенная роль принадлежит сперрилиту (PtAs<sub>2</sub>). Соединения Pd с Bi и Sb свойственны всем массивам, но в Тартайском они замещены вторичными фазами Pd–Cu–Sb состава. Сходство платинометальной минерализации проявляется, прежде всего, в том, что сперрилит присутствует в переменных количествах во всех рудных районах. Специфической его особенностью является наличие примесей тугоплавких платиноидов (Os, Ir, Ru), а также повышенных содержаний Fe и Ni. Характер рудной минерализации в массивах Алхадырского террейна позволяет высказать предположение об образовании на собственно магматическом этапе развития рудно-магматической системы несмешивающейся равновесной с силикатным расплавом окисно-сульфидной жидкости, обогащённой специфическими для этой системы рудными компонентами. Имеются некоторые индивидуальные особенности минерализации ЭПГ в рассмотренных выше рудоносных массивах Алхадырского террейна. В частности, в массиве Желос содержатся сульфидные руды, несущие ЭПГ минерализацию с повышенной долей тугоплавких платиноидов (Os, Ir, Ru) и Rh, которые образуют в ряде случаев свои минеральные фазы, в том числе омейит (Os,Ru)As<sub>2</sub>,

ирарсит IrAsS и холлингвортит RhAsS. Повышенная активность As в образовании сульфидных руд массива Желос обусловила широкое развитие в нём арсенидов и сульфоарсенидов ЭПГ. Взаимоотношения минералов свидетельствуют о наиболее ранней (совместно с пирротином) кристаллизации ирарсита, сменяющегося холингвортитом, который в свою очередь, замещается кобальтином. Все палладиевые минералы, а именно, его соединения с Ni, As, Sb, Te и Bi, формировались, скорее всего, на завершающей стадии развития рудообразующей системы. Ведущим среди минералов платиновой группы (МПГ) рудоносных массивов Алхадырского террейна, как и в других ареалах (Кингаш, Йоко-Довырен и другие), является сперрилит, с вторичным орселитом  $(Ni_3As_2)$ нередко В ассоциации И восстановленными интерметаллическими сплавами Ni и Cu. Для МПГ массивов Удинско-Бирюсинского ареала характерны также примеси Си и Ni, достигающие 9,13 и 13,86 мас.%, соответственно. Установленные в Тартайском массиве относительно высокие содержания Іг в сперрилите характерны также и для Кингашского месторождения западного фланга [9]. Сопоставление минералов ЭПГ пород Алхадырского основных И ультраосновных террейна С платинометальной минерализацией других ареалов (Кингаш, Йоко-Довырен) свидетельствует об очевидном их сходстве. Наличие минералов тугоплавких платиноидов в массиве Желос, а также обнаружение Ir в качестве изоморфной примеси в сперрилитах Огнитского, Тартайского и Кингашского массивов может быть обусловлено высокой степенью плавления мантийного субстрата при генерации исходных магм.

Минералого-геохимические исследования показали, что рудоносные интрузии Алхадырского террейна, представленные дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой серией пород, являются производными в разной степени дифференцированной пикритоидной магмы. Подтверждением этому выводу также служат результаты изучения двухфазовых первичных расплавных включений в хромшпинелидах из верлитов Огнитского массива. Установлено, что стекло по своему составу близко к относительно низкотитанистым и низкокалиевым пикритовым и пикробазальтовым расплавам состава: (SiO<sub>2</sub> 43–47,2 мас.%, TiO<sub>2</sub> 0,8–0,9 мас.%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13-14 mac.%, FeO 8-11 mac.%, MgO 11,0-25 mac.%, CaO 14-16 mac.%, Na<sub>2</sub>O 1,1-1,3 мас.%, К<sub>2</sub>О 0,3-0,5 мас.%). Приведенные данные по петрохимии и геохимии пород и руд свидетельствуют об очевидном сходстве и соответственно, генетической общности рудоносных (ЭПГ-Си-Ni) комплексов различных ареалов данной металлогенической провинции по всему её простиранию. Что подтверждает правомерность выделения высокоперспективной в отношении ЭПГ-Си-Ni месторождений позднерифейской LIP. Восточнее в южном складчатом обрамлении Сибирского кратона и Алданского щита выделяется [3] еще более древняя, протерозойская Удокан-Чинейская металлогеническая провинция с широким спектром рудных месторождений, включая ЭПГ-Си-Ni. Таким образом, эта обширная приплатформенная область докембрийских структур на юге Сибири может рассматриваться как крупный рудный район первостепенной важности.

Работа выполнена при финансовой поддержке по программе ОН3-2 РАН, а также гранта РФФИ № 13-05-12026-офи м.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Гертнер И.Ф.</u>, Врублевский В.В., Глазунов О.М. и др. Возраст и природа вещества Кингашского ультрамафит-мафитового массива, Восточный Саян // ДАН, 2009. Т. 429. № 5. С. 645–651.

2. <u>Глазунов О.М.</u>, Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медноникелевое месторождение / Ред. чл.-корр. РАН Г.В. Поляков. Иркутск, ИГТУ, 2003. 192 с.

3. <u>Гонгальский Б.И.</u> Геологическая модель формирования рудных месторождений Удокан-Чинейского района (Сибирь) // Металлогения древних и современных океанов-2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Научное издание. Миасс: ИМ УрО РАН, 2013. С. 59–62.

4. <u>Добрецов Н.Л.</u> Мантийные плюмы и их роль в образовании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 12. С. 1243–1261.

5. <u>Кузьмин М.И.</u>, Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В. и др. Рифтогенный и внутриплитный магматизм, соотношение с "горячими" и "холодными" полями мантии // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 12. С. 1270–1279.

6. <u>Мехоношин А.С.</u>, Колотилина Т.Б. Платиноносные ультрамафиты Бирюсинского выступа Сибирской платформы // Платина России. Т. III, кн. 1. М.: Геоинформмарк, 1999. С. 97–106.

7. <u>Мехоношин А.С.</u>, Колотилина Т.Б., Дорошков А.А. Формационные типы и рудоносность ультрабазит-базитовых комплексов Алхадырского террейна // Известия Сиб. Отд. секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений, 2011. Т. 38. № 1. С. 40–47.

8. <u>Поляков Г.В.</u>, Толстых Н.Д., Мехоношин А.С. и др. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика, 2013. № 11. С. 1689–1704.

9. <u>Толстых Н.Д.</u>, Подлипский М.Ю. Информативность шлиховых ореолов для поисков платинометального оруденения // Геология рудных месторождений, 2010. Т. 52. № 3. С. 221–240.

10. <u>Abbott D. H.</u>, Isley A.E. Extraterrestrial influences on mantle plume activity // Earth Planet. Sci. Letter, 2002. V. 205. N 1-2. P. 53–62.

11. <u>Boudreau A.E.</u>, Mccallum I. S. Investigations of the Stillwater complex .5. Apatites as indicators of evolving fluid composition // Contrib. Miner. Petrol., 1989. V. 102. N 2. P. 138–153.

12. <u>Naldrett A.J.</u>, Asif M., Schandl E. et al. Platinum-group elements in the Sudbury ores: significance with respect to the origin of different ore zones and to the exploration Forfootwall orebodies // Econom. Geol., 1999. V. 94. N 2. P. 185–210.

13. <u>Pirajno F.</u> Mantle plumes, associated intraplate tectono-magmatic processes and ore systems // Episodes, 2007. V. 30. N 1. P. 6–19.

# ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ЯНО-КОЛЫМСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

#### Т.И. Михалицына, О.Т. Соцкая

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, 685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16, Россия

В работе рассматриваются основные факторы локализации золотого оруденения в терригенных породах верхоянского комплекса Аян-Юряхского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория. Приводится литолого-петрохимическая и геохимическая характеристика рудовмещающих толщ пермского и юрского возраста.

Яно-Колымский орогенный пояс, Аян-Юряхский антиклинорий, пермские и нижнеюрские отложения, петрохимические модули, золоторудные месторождения, геохимические ассоциации микроэлементов

# LITHOLOGO-GEOCHEMICAL CHARACTERISTIC OF ORE-HOSTED SEDIMENTARY ROCKS OF THE GOLD ORE DEPOSITS IN THE SOUTH-EASTERN PART OF THE YANA-KOLYMA OROGENIC BELT

#### T.I. Mikhalitsyna, O.T. Sotskaya

In this work we considered major factors of localization of the gold ore deposits in terrigenous rocks of the Verkhoyansk complex of the Ayan-Yuryakh anticlinorium and the Inyali-Debinskysynclinorium. The lithologo-petrochemical and geochemical characteristics of ore-hosted sedimentary rocks ofgold ore deposits of the Perm and Jurassic age are provided.

Yana-Kolyma orogenic belt, Ayan-Yuryakh anticlinorium, Permian and – Lower Jurassic deposits, petrochemical modules, gold deposits, geochemical associations of microelements

Исследуемый район расположен в пределах Яно-Колымского орогенного пояса и входит в состав Куларо-Нерскоготурбидитового террейна. Обобщение материалов по условиям локализации золоторудной минерализации в терригенных отложениях верхоянского комплекса юго-восточного фланга Яно-Колымского орогенного пояса позволило выделить основные факторы оруденения.

Объектами исследований являются золоторудные месторождения Наталка, Павлик, Дегдекан, локализованные в пермских отложениях Аян-Юряхского антиклинория и месторождение Ветренское – в нижнеюрских породах, расположенное на сочленении Аян-Юряхского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория в зоне Чай-Юрьинского глубинного разлома. Сводная характеристика месторождений приведена в таблице 1. Геохимическое опробование проводилось как на территории месторождений, так и на удалении.

2	<b>иесторождении</b>
	актеристика и
ζ	Сводная хар
Ŧ	лица І.
۱ E	I a O

Основные		Mecmo	рожодение	
факторы оруденения	Дегдекан	Наталка	Павлик	Ветренское
Рудовмещающие толщи	Углеродистые сланцы нижне-средне пермских пород пионерской свиты. Маркирующие горизонты в разрезе отсутствуют.	Осадочные и вулканогенно-оса омчакской свит верхнепермского	дочные породы атканской и возраста.	Углисто-глинистые сланцы нижнеюрского (геттангского яруса) возраста.
Условия залегания руд	Субсогласные с залеганием пластов надвиги, стержневые участки которых выражены зонами смятия, дробления, рассланцевания [23].	Разнонаправленные разрывные нарушения, развитые в минерализованной блок- пластине между двумя рудоконтролирующими разломами северо-западного простирания [15].	Антиклинальная складка третьего порядка, осложненная разрывами северо-западного и северо-восточного простирания. Рудные тела приурочены к оперяющим трещинам основных разломов.	Линейная грабен-синклиналь, Чай-Юрьинский глубинный разлом, развитие серии продольных субпараллельных кулисообразно расположенных разрывных нарушений. Рудолокализующая структура – Центральная зона смятия, представляющая собой блок сложно дислоцированных пород нижней юры [13].
Магматизм	Дайки андезитов, микродиоритов и спессартитов (J <sub>3</sub> .K)	Дайки диоритовых порфиритов, 2	цолеритов и спессартитов (J <sub>3</sub> .K <sub>1</sub> )	Силлы и дайки диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритов (J <sub>3</sub> )
Околорудные изменения	Разномасштабные проявления динамометаморфизма в углеродистых сланцах.	Предрудный этап – карбонатизация; золоторудный этап – березитизация и околожильный метасоматоз	Березитизация (карбонат- кварцевые гидротермалиты); пропилитизация.	Высокоуглеродистый, карбонатный метасоматоз
Геохимические accoциaции	1) W–Sn–Cr–Pb–Cu–Ni–Zn– As–Co; 2) Au–Ag	<ol> <li>Аu-Pb-Bi-W; 2) Co-Zn-Cu;</li> <li>Ni-Sn-Ag</li> <li>Ni-Sn-Ag</li> <li>(сменестеснойсвязью Мо);</li> <li>Аs-Sb;5) Se-Te</li> <li>Отличительной особенностью Г</li> </ol>	<ol> <li>Ag–Au; 2) Co–Zn–Ni–Pb– Mo–Sn; 3) W–Sb–Se (с менее тесной связьюСu)</li> <li>авликовского рудного поля от</li> </ol>	1) As-Te-Sb-Au; 2) Bi-Se-Pb- W-Mo; 3) Co-Cu; 4) Ni-Zn; 5) Ag-Sn
Морфология	Рудная залежь, вмещающая	наталкинского является меньшие Рудная залежь с внутренним карка	концентрации Аз и оольшие Ад асом, состоящим из прожилково-	Серии сближенных ветвящихся

руоных тел	линеиные жилы и зоны прожилкования (протяженность около 1800 м, мощность от 250– 300 по 500 м)	жильных и минерализованных	с зон смятия–дробления [11].	жил, прожилков, линз, кварцевых тел сложной формы с вмещающими их сланцами и милонитами [14].
Минералогия	Жильные минералы – кварц, анкерит, хлорит, кальцит; акцессорные – шеелит, апатит, сфен, циркон, монацит, интерметаллиды Fe-Ni-Cr состава, хромит, никелин и самородный никель. Рудные минералы (2 %) – пирит, арсенопирит; редко – халькопирит, сфалерит, галенит, борнит, антимонит.	Жильные минералы – кварц (главный), карбонаты, полевые шпаты, хлорит, серицит, каолинит, монтмориллонит, скаполит, барит и апатит. Рудные минералы (1–3 %, редко 5 %) на 95–99 % представлены арсенопиритом (преобладает) и пиритом; пирротин, сульфо- арсениды Ni и Co, сфалерит, халькопирит, галенит и др. [8].	Жильные минералы – кварц (главный), карбонаты, полевые шпаты, хлорит, серицит, каолинит, монтмориллонит, барит, апатит. Рудные минералы (1,5–2 %, редко 5 %) – арсенопирит (преобладает) и пирит; второстепенные – сфалерит, халькопирит, галенит [8].	Жильные минералы – кварц (главный), карбонаты. Рудные минералы (1%) – арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, шеелит. Золото находится в кварце в свободном виде, лишь незначительная его часть заключена в арсенопирите и пирите [14].
Р-Т условия vдоотложения	T– 200–230 °C; Р – 100±20МПа. Раствор – слабо минерализованный, гидрокарбонатно-натриевого состава [16].	Т– 360–80 °С; Р– 1,2–2,4 кбар. Флюид – низко- до умеренно- солёный бикарбонатный. Непосредственное поступление компонентов из магматического очага [10].	Нет данных	Стадийный характер: ранняя стадия (сульфидно- кварцевая) Т – 400–330 °С, P– 1000–1300 МПа; поздняя стадия Т – 330-230 °С, P– 700–900 МПа (арсенопирит- шеелитовая), T– 220–170 °С, P– 500–800 (полисульфидная) [13].
Возраст оруденения <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Возраст дегдеканской золотоносной руды – 133– 137 млн лет [1].	Возраст околожильных метасоматитов методом - 135,2±0,5 млн лет [19].	Нет данных	Возраст рудной минерализации по мусковитам – 122–125 млн лет [9].

Аян-Юряхский антиклинорий является одним из крупных тектонических элементов Куларо-Нерского террейна, простирающийся в северо-западном направлении на 500 км при ширине около 90 км. Он граничит на северо-востоке с Иньяли-Дебинскимсинклинорием. линейной складчатостью с Характеризуется относительно пологими крыльями, осложненными складками высоких порядков; преобладанием разломов северо-западного простирания с развитием субширотных разломов, вмещающих, дайки и гранитоидные массивы. Сложен морскими терригенными, главным образом, пермскими отложениями, подразделяющиеся на пионерскую ( $P_{1-2}pn$ ), атканскую ( $P_3at$ ) и омчакскую свиты ( $P_3om$ ) [5]. Толща осадочных пород прорвана рядом гранитоидных тел и даек различного состава и возраста (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>) (рис. 1). На рассматриваемой территории осадочные породы испытали неравномерный региональный метаморфизм начальных ступеней зеленосланцевой фации.







а) кварцевый диоритовый порфирит, структура порфировидная, полнокристаллическая, основной массы гипидиоморфнозернистая, со схемой идиоморфизма - Pl-Hbl-Q; б) дацитриодацит, структура гломеропорфировая, масса неполнокристаллическая, основная фельзитовая, Pl-Q-Fsp; в) спессартит, интенсивно измененный, структура порфировая, основная масса полнокристаллическая, гипидиоморфнозернистая, Pl- Hbl. Амфибол нацело замещен хлоритом, карбонатом, ярозитом, сфеном. Шлиф, ув. 25, николи (+).

#### ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Петрохимические параметры рассчитаны по методике [22]. Гидролизатный модуль (ГМ) – (TiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MnO)/SiO<sub>2</sub> отражает степень химического выветривания. Его значение зависит от количества кремнезема в обломочной части и продуктов гидролиза в составе пород. Фемический модуль (ФМ) – (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MnO+MgO)/SiO<sub>2</sub> используется для классификации граувакк и аркозов. Модуль нормированной щелочности (HKM) - (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) является информативным при диагностике вулканогенного материала

в породах. Титановый модуль (TM) - TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отражает состав пород в областях сноса и динамику сортировки титансодержащих минералов и глинистого вещества. Закисный модуль (3M) – FeO/F<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Щелочной модуль (ЩМ) – Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O имеет вспомогательное значение, высокое значение ЩМ характеризует породу, содержащую натрий в основном в форме плагиоклаза и значительные количества слюд и калиевых полевых шпатов.

Пермские и нижнеюрские отложения характеризуются высокими содержаниями, относительно кларка [20], SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O. В породах атканской свиты и нижнеюрских отложениях установлены повышенные концентрации MnO; в нижнеюрских породах отмечается значительное увеличение содержаний  $Al_2O_3$ . По данным Чанышева, Степанова, (1987) установлено среднее содержание  $C_{opr.}$  в пермских породах – 0,68 %. Рассеянная сульфидизация (пирит) отмечается во всех свитах пермского возраста, наиболее обогащенные сульфидами (пиритом) отложения пионерской свиты и нижняя часть омчакской свиты, которые, как правило, тяготеют к границам слоев или к песчаным прослоям среди глинистых сланцев. По различным признакам: отсутствие сортировки пород, флишоидность, наличие следов оползания и др., пермские отложения относятся к турбидитам и соответствуют обстановкам континентального склона или его подножия [3, 4].

Отложения пионерской свиты характеризуются: неясно пятнистыми разностями алевритистых аргиллитов, алевролитов, переслаиванием алевролитов и песчаников; развитием диагенетической сульфидизации В виде тонкой вкрапленности И ориентированных вдоль кливажа микролинз пирита (рис. 2, a, б); содержание  $C_{opr} - 0.4-1.0$ % [6]. Породы пионерской свиты имеют два типа щелочности: натриевый (ЩМ – 1,03– 1,77) и калиевый (ЩМ – 0,55–0,73), что связано с литологической неоднородностью отложений; нормальную щелочность (НКМ – 0,33–0,40); широкий интервал значений ТМ от 0,033 до 0,054; по гидролизатному модулю (ГМ – 0,27–0,35), отложения классифицируются как глинистые силициты, глинистые породы и граувакки; отношение  $FeO/Fe_2O_3 - 0.75 - 0.01$ .

На *месторождении Дегдекан* вмещающие породы интенсивно переработаны динамометаморфическими и метасоматическими процессами. Степень преобразования пород зависит от их литологического состава. Углеродистый метасоматоз, березитизация в большей части развиты в глинистых сланцах; окварцевание, альбитизация, развитие вкрапленного пирита и арсенопирита характерно для более грубозернистых пород (рис. 3) [11].

В измененных алевритисто-глинистых сланцах в среднем –  $Na_2O+K_2O-5,22$ , HKM – 0,35, TM – 0,044–0,065,  $\Phi$ M – 0,14–0,63, ЩМ – 0,29–0,72; в песчаниках сумма щелочей незначительно снижается в среднем – 4,44; ЩМ – 2,07–5,15, в единичных образцах до 10,79; HKM – (0,31–0,54), TM – (0,036–0,049),  $\Phi$ M – (0,06–0,42); отмечается увеличение закисного модуля до 16 (FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> %).





# Рис.2.Неизмененныеосадочные,вулканогенно-осадочныеотложенияпермского возраста.

а) рассланцованный алевролит с включением пирита (P<sub>1-2</sub>pn); б) псаммоалевритистый глинистый сланец с примесью псефитового материала (диамиктиты, P<sub>3</sub>at); в) алевритистый глинистый сланец с развитием тонкой вкрапленности лейкоксена (P<sub>3</sub>om). Шлиф, ув. 25, николи (+).

Атканская свита, благодаря своему специфическому облику является маркирующим региональным горизонтом, представлена неслоистыми или неяснослоистыми осадочными и вулканогенно-осадочными породами (диамиктитами). В составе обломков преобладают эффузивные породы, количество обломков меняется от единичных, «взвешенных» в матриксе, до 50 % и более (см. рис. 2 б). По датировкам U-PbSHRIMP метода - 278,8±3 млн лет, диамиктитыатканской свиты являются синхронными или субсинхронными продуктами вулканизма Охотско-Тайгоносской вулканической дуги, перемещенными мутьевыми потоками и оползнями в наиболее глубокие части задуговых морских бассейнов [5]. Отложения имеют натриевый тип щелочности; тесную прямую корреляцию фемического и титанистого модуля, что обусловлено наличием гидролизатного. вулканогенного материала. По гидролизатному модулю породы классифицируются как сиаллиты (ГМ – 0,32–0,35); имеют средние значения титанового модуля (ТМ – 0,044–0,050). Содержание Сорг. – 0,45 % [6].

Омчакская свита сложена флишоидным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, характерны горизонтальная слоистость, в меньшей степени косая и градационная слоистость. В нижней части свиты широко развит пирит в виде тонкой вкрапленности и линзовидных образований. Отмечается неравномерность распределения содержания натрия и калия, для грубозернистых пород характерно повышение значения натриевого модуля до 0,41 (ЩМ – 3,10), (НКМ – 0,55) и титанового модуля до 0,066; по ГМ (0,21–0,29) эти отложения относятся к глинистым силицитам. В глинистых породах (см. рис.

2 в) происходит незначительное преобладание калия над натрием (ЩМ – 0,43–0,90), соответственно отмечается уменьшение значений фемического (0,05–0,07) и титанового (0,035–0,041) модулей.





а) алевритистый глинистый сланец с Q-carb прожилком, к которому приурочена сульфидная минерализация; развиты порфиробласты Fe-карбоната, замещенного лимонитом; ув. 25, николи (+); б) тоже с участками растворения, перекристаллизации минеральных агрегатов; зонки смятия, кливаж с углеродистым веществом часто меняет направление с образованием плойчатости; ув. 200. николи (+); в) углеродистый сланец, УВ имеет линзовидную форму, развито по сланцеватости; ув. 500, николи (+); г) в прослоях песчаника основная масса обломочного материала перекристаллизована в Q-ab агрегат; участками наблюдается сланцеватость за счет линзовидных образований УВ; развиты порфиробласты карбоната; ув. 100, николи (+).

В пределах *Наталкинского месторождения* преобразования терригенных отложений представлены карбонатными метасоматитами. Карбонатизация развита в отложениях обеих свит, заключается в замещении карбонатами хлорита и кварца, слабой сульфидизации (пирит, реже пирротин). Гидротермальные изменения представлены березитизацией, признаками которой являются равномерная вкрапленность пирита, замещение альбита серицитом и кварцем; развитием прожилков кварц-полевошпатового, кварц-карбонатного и

кварцевого состава с включением арсенопирита (рис. 4). Максимальное количество новообразований наблюдается в диамиктитахатканской свиты. Вмещающие породы характеризуются повышенной щелочностью (НКМ – 0,46), преобладанием натрия над калием (ЩМ – 1,47), средними значениями ТМ – 0,046. В зоне интенсивной березитизации отмечается увеличение содержаний калия ЩМ – 0,21 [2].

Отложения нижнеюрского возраста представлены глинистыми И углистоглинистыми сланцами с прослоями алевролитов и единичных маломощных пластов полевошпат-кварцевых песчаников с известковистым цементом (рис. 5). Глинистые сланцы характеризуются пониженной щелочностью, в среднем, НКМ – 0,27, калиевым типом щелочности, ЩМ – 0,94, высоким значением, в среднем, ТМ – 0,059, по ГМ – 0,45, классифицируются как глинистые породы и граувакки. В углеродистых сланцах месторождения Ветренское отмечается широкий интервал значений гидролизатного и титанового модулей. ГМ от 0,05 (что отвечает силицитам) до 1,11, эти отложения классифицируются как гидролизатные глинистые породы; ТМ – 0,021–0,061 (в среднем – ФМ – 0,09–0,48 (в среднем – 0,22); НКМ – 0,21–0,36. В окварцованных, 0.055): брекчированных углистых сланцах содержание натрия возрастает при ЩМ – от 1,42 до 4,88; в милонитизированных углистых сланцах, с включением рассеянной сульфидной вкрапленности, увеличивается содержание калия, ЩМ – 0,11 до 0,61. Между фемическим и титановым модулями отмечается прямая корреляционная связь.





# Рис. 4. Вмещающие породы месторождения Наталка.

а)алевритисто-глинистый сланец, лейкоксенизированный; б) тоже с развитием карбонатных и Q-Fs-сс прожилков; в) диамиктит с Q-сс-As прожилком. Шлиф, (а) – николи (-), б – в николи (+). Отличительными особенностями рудовмещающих пород *нижнеюрского возраста* являются их повышенная углеродистость (среднее содержание  $C_{opr.} - 2,26$  %) и высокая титанистость (среднее содержание TM – 0,059). При этом рудные тела месторождения Ветренского залегают в области формирования рутила и лейкоксена (в количестве от долей процента до 5–7 %), а по периферии месторождения развита зона, обогащённая ильменитом с содержанием его до 1–2 % [12].





# Рис. 5. Вмещающие породы месторождения Ветренское.

а) окварцованные углисто-глинистые сланцы
(J<sub>1</sub>), с включением Q-прожилков (а, в); б)
углисто-глинистые сланцы с включением
линз кварца гранобластовой структуры.
Отмечаются зоны смятия с образованием
плойчатой текстуры (а, в). Шлиф, ув. 25,
николи (+).

#### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Из микроэлементов в пермских и нижнеюрских породах установлены надкларковые и около кларковые содержания [7], Li, Zn, Pb, Cr, Ag, повышенные концентрации Au отмечаются в породах атканской свиты [17]. По результатам корреляционного анализа выделяются геохимические ассоциации:

в пермских породах пионерской свиты – 1) Ni–Cr–Mn; 2) Ag–Sn– Fe–Li– Cu–Zn; Ti–Co–Mg; в породах атканской свиты – 1) Mo–Pb–Li–Fe–Zn–Ag; 2) Mn–Cr–Ca–Co–Mg; в породах омчакской свиты – 1) Ca–Mn; 2) Co–Ag–Cu; 3) Sn–Fe–Ni–Cr–Mg–Zn; в нижнеюрских отложениях – 1) Zn–Mo–Ag–Mn–Cr; 2) Ti–Ni–Co–Pb–Sn; 3) Ga–Bi–Cu.

Для золоторудных месторождений геохимические ассоциации показаны в табл., во вмещающих породах месторождения Дегдеканское и ПавликовскоеАи ассоциирует с Ag, в породах Наталкинского месторождения Au находится в тесной связи с элементамииндикаторами оруденения Pb–Bi–W; в углисто-глинистых сланцах месторождения Ветренское Au ассоциирует с As–Te–Sb.

#### выводы

Петрохимические и литологические характеристики пермских и нижнеюрских отложений отражают неоднородный характер их накопления, с включением пирокластического материала. Нижнеюрские отложения отличаются повышенным содержанием С<sub>орг.</sub>, титанистостью. В результате дислокационного метаморфизма отмечается привнос Ni, Cr, Cu, Pb, W, в процессе рудообразующего гидротермального метаморфизма происходит существенное изменение химического состава вмещающих пород, отмечается перераспределение микроэлементов, породы обогащаются Au, K, As, S, CO<sub>2</sub>, CaO.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Акинин В.В.</u>, Ворошин С.В., Гельман М.Л. и др. SHRIMP-датирование метаморфических ксенолитов из лампрофира на золоторудном месторождении Дегдекан: к истории преобразований континентальной земной коры в Аян-Юряхском антиклинории (Яно-Колымская складчатая система) / Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики. Магадан. СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Том 2. С. 142–145.

2. <u>Алпатов В.В.</u>, Михалицына Т.И. Гидротермальные изменения пород на золоторудном месторождении Наталка / Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: материалы IV регион.петрограф. совещ. по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 281–284.

3. <u>Бергер В.И.</u> Адыча-Тарынская зона турбидитонакопления /Литогеодинамический анализ угленосных и турбидитных формаций: Методические рекомендации. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. С. 105–110.

4. <u>Бяков А.С.</u>, Ведерников И.Л. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория: Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, СВПГО, 1990. 69 с.

5. <u>Бяков А.С.</u>, Ведерников И.Л., Акинин В.В. Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010. № 1. С. 14–24.

6. <u>Ведерников И.Л.</u> Распределение органического углерода в золотоносных толщах перми Аян-Юряхского антиклинория / Чтения памяти акад. К.В. Симакова: тез.докл. Всерос. науч. конф. / Отв. ред. И.А. Черешнев. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2009. 329 с.

7. <u>Войткевич Г.В.</u>, Мирошников А.Е. Поваренных А.С. и др. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 2-е издание. 1977. 184 с.

8.<u>Гончаров В.И.</u>, Ворошин С.В., Сидоров В.А. и др. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002. 250 с.

9. <u>Горячев Н.А.</u>, Гамянин Г.Н. Магматические факторы мезозойской металлогении Северо Востока Азии / Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Том 1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.145–148.

10. <u>Горячев Н.А.</u>, Викентьева О.В., Бортников Н.С. и др. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные

изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений, 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.

11. <u>Григоров С.А.</u> Генезис и динамика формирования Наталкинского золоторудного месторождения по данным системного анализа геохимического поля // Руды и металлы, 2006. № 3. С. 44–48.

12. <u>Калинин А.И.</u> Титановая минерализация в осадочных породах Ветренского золоторудного месторождения и структура магнитного поля (Северо-Восток СССР) // Материалы по геологии и полехным ископаемым Северо-Востока СССР. Выпуск 22. Магаданское книжное изд-во, 1975. С. 149–154.

13. <u>Калинин А.И.</u>, Панычев И.А. Геологическое строение и минералогия Ветренского золоторудного месторождения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Выпуск 21. Магадан. 1974. С. 142–147.

14. Константинов М.М. Золоторудные месторождения России. М.: "Акварель", 2010, 371 с.

15. <u>Межов С.В.</u> Геологическое строение Наталкинского золоторудного месторождения // Колымские вести, 2000. № 9. С. 8–17.

16. <u>Михайлов Б.К.</u>, Стружков С.Ф., Наталенко М.В. и др. Многофакторная модель крупнообъёмного золоторудного месторождения Дегдекан (Магаданская область) // Отечественная геология, 2010. № 2. С. 20–31.

17. <u>Михалицына Т.И.</u> О роли пермских осадочных пород в формировании золоторудной минерализации Аян-Юряхского антиклинория. / Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: материалы Всеросс. конф. с международн. участием, посвящ. памяти Л.М. Парфенова, Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 505–507.

18. <u>Михалицына Т.И.</u>, Никитенко Е.М. Петрографическая характеристика рудовмещающих пород месторождения Дегдекан / Золото северного обрамления ПацификаII Междунар. горно-геол. форум, посвящ. 110-летию со дня рожд. Ю.А. Билибина: тез.докл. горно-геол. конф. (Магадан, 3–5 сент.).Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 160–161.

19. <u>Ньюберри Р.Дж.</u>, Лейер П.У., Ганз П.Б. и др. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учётом датировок <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород / Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия. Магадан. СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–205.

20. <u>Ронов А.Б.</u>, Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры // Геохимия, 1967. № 11. С. 1285–1310.

21. <u>Чанышев И.С.</u>, Степанов В.А. Распределение золота и углерода в терригенных толщах Центральной Колымы и локализация золотого оруденения. // Литология и полезные ископаемые, 1987. № 3. С. 112–118.

22. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

23. <u>Goryachev N.</u>, Pirajno F. Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia // Ore Gold Reviews, 2014. N 59. P. 123–151.

# НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО АЛЬБИТ-СПОДУМЕНОВЫМ И ПОЛЕВОШПАТОВЫМ ПЕГМАТИТАМ КОЛМОЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

#### Л.Н. Морозова, П.А. Серов, Т.Б. Баянова

Геологический институт КНЦ РАН, 184209, г. Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14, Россия

На Балтийском щите расположено крупнейшее в России Колмозерское месторождение альбит-сподуменовых пегматитов с Li–Ta специализацией. Жилы редкометальных пегматитов имеют зональное строение: аплитовая зона, зона мелкозернистого кварц-мусковит-полевошпатового пегматита, зона среднезернистого и крупнозернистого кварц-сподумен-полевошпатового пегматита. В альбит-сподуменовых пегматитах отсутствует графическая зона и концентрическая зональность, типичная для редкометальных пегматитов. Альбит-сподуменовые пегматиты из различных зон характеризуются промышленными концентрациями Li и Ta, обогащены Rb, U, Hf, Nb, Zr, резко деплетированы легкими и тяжелыми лантаноидами, а также Ba и Th. Цирконы из альбит-сподуменовых пегматитов имеют повышенные концентрации урана (656-3035 г/т) и гафния. Изотопный U–Pb возраст изученных цирконов составил 1994 ± 5 млн лет и, вероятнее всего, отражает процесс изменения цирконов под воздействием флюидов.

литий, сподумен, месторождение Колмозерское, редкометальные пегматиты, Балтийский щит

## NEW ISOTOPIC AND GEOCHEMICAL DATA ON THE ALBITE-SPODUMENE AND FELDSPAR PEGMATITES KOLMOZERSKOGO FIELD (BALTIC SHIELD) L.N. Morozova, P.A. Serov, T.B. Bayanova

Located on the Baltic shield Russia's largest Kolmozerskoe albite-spodumene mine pegmatite Li–Ta specialization. Rare-metal pegmatite veins have a zonal structure: aplites, fine-grained quartz-muscovite-feldspar pegmatite, medium-and coarse-grained quartz-feldspar-spodumene pegmatites. In the albite-spodumene pegmatites no graphic zone and concentric zoning typical of rare-metal pegmatites. Albite-spodumene pegmatite from the different zones are characterized by industrial concentrations of Li and Ta are enriched Rb, U, Hf, Nb, Zr, rapidly depleted light and heavy lanthanides and Ba and Th. Zircons from spodumene-albite pegmatites have high concentrations uranium (656–3035 ppm) and hafnium. Isotopic U–Pb zircon age of  $1994 \pm 5$  Ma, and probably reflects the changes under the influence of fluid zircons.

lithium, spodumene, Kolmozerskoe field, rare-metal pegmatites, Baltic Shield

Месторождения редкометалльных пегматитов характеризуются комплексным составом редкометального сырья (Li, Cs, Ta, Be и Sn) и являются главным источником лития, тантала и цезия. Поэтому актуальной на сегодняшний день является задача детального изучения месторождений редкометальных пегматитов с целью реконструкции полного цикла процессов, приводящих к редкометальному оруденению.

На северо-востоке Балтийского щита в пределах архейской шовной зоны [10] Колмозеро-Воронья расположен Урагубско-Колмозерский пояс редкометалльных пегматитов, в пределах которого находятся крупные месторождения с Cs-Ta-Li и Li-Ta

специализацией: Охмыльк, Олений хребет, Васин-Мыльк, Полмос и Колмозерское. Рудный район делится на две части Лявозерским сдвигом и ограничен на северо-западе Вороньинским и на юго-востоке Западно-Кейвским разломами. Его протяженность составляет 150 км, а ширина варьирует от 1 до 12 км.

Колмозерское месторождение (месторождение им. А.Е. Ферсмана) редкометальных пегматитов было открыто в 1947 г. сотрудниками Кольского филиала АН СССР А.А. Чумаковым и И.В. Гинсбургом. С целью комплексного изучения месторождения здесь были проведены геологоразведочные и оценочные работы, а также специальные минералогические и геохимические исследования, результаты которых были опубликованы в работах А.Ф. Соседко [13] и В.В. Гордиенко [4]. Вследствие недостаточной изученности Колмозерского месторождения в отношении источника оруденения и возраста пегматитов в 2013 г. авторы работы под руководством академика РАН Ф.П. Митрофанова продолжили геологическое изучение редкометальных пегматитов.

Данные исследования направлены на изучение изотопно-геохимических особенностей различных типов пегматитов с целью выявления региональной минералого-геохимической зональности пегматитов и индикаторных признаков для поиска и прогнозной оценки гранитных пегматитов на примере данного региона.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для решения поставленных задач проводились структурно-метаморфические, петрографические и изотопно-геохимические исследования. Концентрации редкоземельных и редких элементов определены методом ICP-MS в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), а содержания окислов – атомно-абсорбционным методом в химикоаналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты). Методом ТІМS в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН получен новый U–Pb возраст по цирконам из альбит-сподуменовых пегматитов и изотопные Sm–Nd данные по породам. Данные исследования были проведены в ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты по методикам, описанным в работе Т.Б. Баяновой [1].

Для геохимических исследований были использованы данные по химическому составу пегматитов из технологических проб и пробы весом в 42 т. [5]., а также авторские пробы, отобранные из полевошпатовых пегматитов и из различных зон альбитсподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения во время полевых работ 2013 года. **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОЛМОЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛЬБИТ-СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ** 

Крупнейшее в России Колмозерское литий-танталовое месторождение расположено на юго-востоке Урагубско-Колмозерского рудного пояса и входит в состав Колмозеро-Вороньинского рудного района, Иоканьгского рудного поля. Месторождение представлено 12-ю жилами альбит-сподуменовых пегматитов, локализованными в метагабброанортозитах Потчемварекского массива. Крутопадающие на юго-запад жилы пегматитов, имеют протяженность до ~1400 м, мощность – до 25 м, простирание жил северо-западное со слабым изгибом к юго-западу. Крупные жилы осложнены апофизами, раздувами и
пережимами. Основными структурными элементами, контролирующими размещение жил редкометальных пегматитов, являются трещины северо-западного простирания (аз. пр. 300-310) с углами падения 50-70°. Редкометалльные пегматиты содержат ксенолиты метаморфизованных и рассланцованных вмещающих пород, что свидетельствует о внедрении пегматитового расплава в измененные в процессе метаморфизма И неоднократных деформаций габбро-анортозиты. Контакты пегматитов с метагабброанортозитами четкие, резкие, иногда тектонизированные. В зоне эндоконтакта отмечается  $(Li_2Mg_3Al_2)Si_8O_{22}(OH)_2$ развитие тонкоигольчатого гольмквистита И биотита. разбиты трещинами, Редкометалльные пегматиты катаклазированы, по которым наблюдается смещение отдельных блоков. Структура Колмозерского месторождения осложнена сбросом северо-западного простирания.

Потчемварекский массив метагаббро-анортозитов расположен в зоне сочленения зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья с Мурманским блоком [3, 12]. Массив метагаббро-анортозитов в плане имеет линзовидно-вытянутую с юго-востока на северзапад (аз. пр. 300–310) форму. Его длина составляет около 7 км, максимальная ширина  $\sim 2$  км. Массив сложен крутопадающими на северо-восток метагаббро, метаанортозитами и амфиболитами. U-Pb изотопный возраст магматических цирконов из метагаббро-анортозитов равен  $2925 \pm 7$  млн лет [8]. Породы характеризуются положительными значениями величины  $\varepsilon_{Nd}$  (2.93) = +1,16 – +2,77, указывающими на ювенильный источник при формировании исходного расплава, и модельным возрастом  $T_{DM} = 3,09-3,28$  млрд лет [8]. Структура массива осложнена разломами северо-западного, субмеридионального и северо-восточного простирания.

В южной части метагаббро-анортозиты контактируют с породами зеленокаменного комплекса Колмозеро-Воронья, формирование которого происходило 2,92-2,65 млрд лет тому назад [2, 9, 11], в северной части – с породами Мурманского блока, представленными санукитоидами Колмозерского массива с U-Pb возрастом по цирконам, равным 2736 ± 11 млн лет. Модельный T<sub>DM</sub> Sm-Nd возраст пород равен 2,9 млрд лет, величина Е<sub>Nd</sub> положительная и равна +0,36 [7]. Новый Sm-Nd (T<sub>DM</sub>) модельный возраст, полученный для мигматизированных гранито-гнейсов Мурманского блока, составляет 3,1 млрд лет. Контакты между породами субсогласные, тектонизированные. В зоне контакта породы превращены в полосчатые милониты и ультрамилониты и смяты в ассиметричные кладки S-образного рисунка. Контакт метагаббро-анортозитов с мигматизированными гранитогнейсами Мурманского блока осложнен зоной кварцево-хлоритовых сланцев чередующихся с гольмквиститовыми сланцами, которые представляют собой продукты гидротермального изменения метагаббро-анортозитов в процессе пегматитообразования [4]. Метасоматиты не образуют сплошных контактовых ореолов вокруг жил пегматитов и приурочены к тектонически ослабленной зоне северо-западного простирания, наиболее благоприятной для циркуляции постмагматических растворов.

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ

Наличие в пределах одного рудного поля пегматитов различного минерального состава может свидетельствовать об их генетическом родстве [4]. Различные типы пегматитов могут отличаться между собой по минеральному составу, форме и размерам тел, а также внутренней структуре. Пегматитовые тела небольшой протяженности и малой мощности, характеризующиеся отсутствием в них минералов-концентраторов редких элементов, как правило, образуются на начальной стадии пегматитового процесса и располагаются вблизи гранитного источника. Более поздние менее вязкие пегматитовые расплавы, обогащенные летучими компонентами (H, F, Cl, P, S, B) и редкими несовместимыми элементами (Li, Cs, Sn, Rb, Ta), способны перемещаться на расстояние до 10 км от гранитного источника

В пределах Колмозерского месторождения и его окрестностей развиты кварцполевошпатовые (безрудные), кварц-мусковит-полевошпатовые (безрудные и бериллиевой специализации) и альбит-сподуменовые (рудные) пегматиты. Пегматиты полевошпатового типа развиты во всех перечисленных выше породах, альбит-сподуменовые пегматиты залегают только среди амфиболитов и метагаббро-анортозитов, а мусковит-полевошпатые пегматиты – среди пород зеленокаменного комплекса Колмозеро-Воронья [4]. Полевошпатовые пегматиты имеют протяженность первые десятки метров, мощность до 10 м, они сложены микроклином (30–60%), кварцем (30–40%), плагиоклазом (10–30%), акцессорные минералы представлены биотитом, магнетитом и гранатом. Полевошпатовые пегматиты по минеральному составу и текстурным особенностям близки к шлировым пегматитам, развитым в гранито-гнейсах Мурманского блока [4]. Пегматиты мусковитполевошпатового типа сложены плагиоклазом (альбит – 15–30 %), кварцем (25–30 %), микроклином (35–50 %) и мусковитом (5–15 %), акцессорные минералы представлены апатитом, бериллом, колумбитом-танталитом.

Основные породообразующие минералы альбит-сподуменовых пегматитов представлены кварцем (30-35 %), плагиоклазом (Ап<sub>5-10</sub> - 30-35 %), калиевым полевым (18-20 %) и мусковитом (5-6 %). (10-20%),сподуменом Наиболее шпатом распространенными акцессорными минералами пегматитов являются: сине-зеленый (спессартин), колумбит-танталит, трифилит-литиофилит апатит, гранат (Li,Na)(Fe,Mn)[PO<sub>4</sub>], берилл, сфалерит и пирит, а вторичные минералы представлены фосфатами и цеолитами. Всего в альбит-сподуменовых пегматитах установлено 64 минеральных вида [4].

Редкометалльные пегматиты характеризуются наличием 30Н, легко диагностированным по доминирующей минеральной ассоциации И текстурноструктурным особенностям. В то же время в изученных альбит-сподуменовых пегматитах графическая зона и концентрическая зональность, отсутствует типичная для редкометальных пегматитов, а зоны осложнены гнездами, прожилками и блоками со своей минеральной ассоциацией и структурой. Такое строение жил может являться отражением

эволюционного развития пегматитовых тел в процессе их формирования. От контакта с вмещающими породами наблюдается следующая последовательность зон (рис. 1):

I) аплитовая зона мощностью до 5 см, сложена кварцем и альбитом, акцессорные минералы представлены биотитом, гольмквиститом, апатитом и эпидотом;

II) зона среднезернистого пегматита, состоящего из кварца (30 %), альбита (65 %) и мусковитом (до 5 %), имеет мощность 10–30 см;

III) зона средне- крупнозернистого пегматита, породообразующие минералы представлены кварцем (30 %), сподуменом (25 %), альбитом (35 %), мусковитом (4–6 %) и блоковым микроклином (15 %), а акцессорные – апатитом, спессартином, бериллом, колумбит-танталитом и трифилит-литиофилитом;

IV) зона крупно- гигантозернистого пегматита, состоящего из кварца, сподумена, микроклина и клевеландита, второстепенные и акцессорные минералы представлены мусковитом, трифилит-литиофилитом, бериллом, апатитом, спессартином, колумбиттанталитом. В этой зоне кристаллы сподумена достигают длины до полутора метров. Рост крупных кристаллов может быть обусловлен термическим шоком – резким сбросом температуры при внедрении пегматитовых расплавов в относительно холодные вмещающие породы.

V) кварцевое ядро в альбит-сподуменовых пегматитах отмечается в единичных случаях. Мономинеральные блоки альбит-сподуменовых пегматитов сложены микроклином, кварцем, альбитом и сподуменом, а гнезда, прожилки и участки - сахаровидным альбитом с небольшим количеством мусковита и кварца, а также кварц-мусковитовым агрегатом.

### ВОЗРАСТ АЛЬБИТ-СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Цирконы из альбит-сподуменовых пегматитов (обр. KL–ГХ–11) были разделены на три морфологических типа. Первый и второй морфологические типы цирконов представлены кристаллами темно-коричневого и коричневого цвета, соответственно. Зерна корродированные, непрозрачные со стеклянным блеском, средние размеры кристаллов 210×210 мкм, коэффициент удлинения равен 1. На снимках в CL BSE изображениях отмечается тонкая зональность и внутрифазовая неоднородность. Третья разновидность цирконов представлена корродированными кристаллами молочного цвета. Зерна полупрозрачные, блеск стеклянный, средние размеры составляют 175×175 мкм, коэффициент удлинения равен 1. В CL и BSE изображениях отмечаются небольшая внутрифазовая неоднородность.

Изученные цирконы характеризуются высокими концентрациями урана от 656 до 3035 (г/т), что является типичным для измененных цирконов из микроклиновых гранитов и пегматитов [6], и повышенные концентрации гафния (1–3 %) [4]. Коррозия поверхности цирконов свидетельствует о том, что минералы были подвержены влиянию флюидов.



Рис. 1а. Геологические положение Колмозерского месторождения альбит-сподуменовых пегматитов.



Рис. 16. А – зона среднезернистого кварц-плагиоклаз-мусковитового пегматита (*зона II*); Б – зона средне- крупнозернистого пегматита кварц-сподумен-полевошпатового состава (*зона III*); В – зона крупно- гигантозернистого пегматита кварц-сподумен-полевошпатового состава (*зона IV*); Г – мономинеральные выделения микроклина.

Изотопный U–Pb возраст изученных цирконов по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил  $1994 \pm 5$  млн лет, который вероятнее всего, отражает процесс метасоматического замещения первичного состава цирконов под воздействием флюида. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно  $311\pm14$  млн лет (рис. 2) и отражает нарушение U-Pb системы во время палеозойского тектогенеза [1].



Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из редкометальных пегматитов Колмозерского месторождения.

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛЬБИТ-СПОДУМЕНОВЫХ И ПОЛЕВОШПАТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Альбит-сподуменовые пегматиты обогащены Li (464,4–17323 г/т), Та (16,2–157 г/т), Nb (27–168 г/т), Be (162–180 г/т) и Cs (17–40 г/т) причем максимальные концентрации этих элементов наблюдаются в зоне средне- крупнозернистого и гигантозернистого пегматита кварц-сподумен-полевошпатового состава. По сравнению со средним составом гранита (Li = 40 г/т; Ta = 3,5 г/т; по данным [15, 17]) редкометалльные пегматиты обогащены Li более чем в 160, а Та более чем в 16 раз. Минералы-концентраторы Li, Ta, Nb и Be в пегматитах представлены сподуменом, трифилит-литиофилитом, гольмквиститом, колумбиттанталитом, ильменорутилом, микролитом  $(Ca,Na)_2(Ta,Nb)_2O_6(OH,F),$ пирохлором, перовскитом, бериллом И бавенитом  $(Ca,Na,Be)_4$ { $(Be,Al)_4Si_9O_{26}$ }(OH)<sub>2</sub>×H<sub>2</sub>O [4]. Концентрации тантала в пегматитах данного типа превышают содержания ниобия, а отношение Nb/Ta варьирует 0,37-0,93.

Редкометалльные пегматиты резко обеднены легкими ( $\Sigma$ LREE = 0,54–2,45 г/т) и тяжелыми ( $\Sigma$ HREE = 0,11–0,28 г/т) лантаноидами и характеризуются дифференцированным спектром распределения редкоземельных элементов ((La/Yb)<sub>N</sub> = 6,7–27,7), крутым наклоном графика для легких ((La/Sm)<sub>N</sub> = 2,7–8,0) и более пологим для тяжелых ((Gd/Yb)<sub>N</sub> = 1,6–3,3) лантаноидов, а также ярко выраженными отрицательными европиевыми ((Eu/Eu\*) = 0,11–0,29) и цериевыми аномалиями (рис. 3). Наличие ярко выраженной отрицательной европиевой аномалии свидетельствует о фракционировании плагиоклаза, а отрицательная

цериевая аномалия указывает на окислительные условия во время редкометальной минерализации [16].



Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в полевошпатовых (белый кружок) и альбит-сподуменовых (серый кружок) пегматитах.

Нормирование по хондриту по [14].

Мультиэлементные спектры распределения редких элементов для редкометалльных пегматитов показывают положительные аномалии Rb, U, Nb, Ta, Zr и Hf и отрицательные аномалии Ba и Th (рис. 4). Основным концентратором гафния и урана в редкометалльных пегматитах является циркон. Кроме циркона уран в изученных пегматитах концентрируется в уранините, гуммите, пирохлоре и микролите [4].



Рис. 4. Распределение редких элементов в полевошпатовых (белый кружок) и альбитсподуменовых (серый кружок) пегматитах.

Нормирование по примитивной мантии по [19].

Пегматиты полевошпатового типа, развитые в гранито-гнейсах Мурманского блока, по сравнению с альбит-сподуменовыми пегматитами:

1) деплетированы Li, Ta и Nb (Li = 19,5-32,9 г/т; Ta = 3,2-15,3 г/т; Nb = 3,2-15,3 г/т; Nb = 3,2-15,3 г/т). В пегматитах данного типа редкие несовместимые элементы Li, Nb и Ta не образуют собственных минералов-концентраторов и рассеянны в качестве изоморфной примеси в решетках породообразующих и акцессорных минералов;

2) имеют боле высокие концентрации Ва (149–842 г/т) и Sr (57–148 г/т) и сопоставимые содержания Rb (524–772 г/т). На диаграмме Ba–Sr фигуративные точки сподуменовых пегматитов лежат в области более низких содержаний стронция и бария и не образуют единого тренда с полевошпатовыми пегматитами;

3) имеют боле высокие отношение Zr/Hf (9,5-19,1), чем альбит-сподуменовые пегматиты (Zr/Hf = 4,8-7,4);

4) обогащены легкими ( $\Sigma$ LREE = 8,98–26,74 г/т) и тяжелыми  $\Sigma$ HREE = 2,03–2,07 г/т) редкоземельными элементами. Графики распределения редкоземельных элементов для этих пород характеризуются дифференцированным спектром ((La/Yb)<sub>N</sub> = 3,7–10,5) и большей степенью фракционирования легких ((La/Sm)<sub>N</sub> = 3,2–4,2) лантаноидов по сравнению с тяжелыми ((Gd/Yb)<sub>N</sub> = 1,0–2,3) лантаноидами, европиевые аномалии отсутствуют ((Eu/Eu\*) = 1,03) или отрицательные (Eu/Eu\*) = 0,41 (см. рис. 3). На мультиэлементных спектрах отмечаются положительные аномалии Rb, U, Ta и отрицательные аномалии Ba и Ti (см. рис. 4);

5) в отличие от сподуменовых пегматитов, модельный ( $T_{DM}$ ) Sm-Nd возраст которых равен 2,4 млрд лет, они характеризуются палеоархейским модельным ( $T_{DM}$ ) Sm-Nd возрастом, равным 3,3 млрд лет.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отношение Zr/Hf на фоне роста концентраций Та в пегматитах может быть использовано в качестве показателя магматической дифференциации исходного гранитного расплава [18]. Изученные альбит-сподуменовые и полевошпатовые пегматиты на диаграмме Zr/Hf–Ta не образуют единого тренда, что может свидетельствовать об их формировании из различных источников. На графике Ba–Sr фигуративные точки сподуменовых пегматитов лежат в области более низких содержаний стронция и бария и не образуют единого тренда с полевошпатовыми пегматитов. Полевошпатовые пегматиты и гранито-гнейсы Мурманского блока имеют близкие модельные возрасты в интервале 3,1-3,3 млрд лет. Новый модельный Sm-Nd возраст альбит-сподуменовх пегматитов, равный 2,4 млрд лет совпадает с U-Pb возрастом микролита, равного  $2454 \pm 8$  млн лет [7] из редкометалльных пегматитов месторождения Bacин-Мыльк. Эти данные не противоречат представлениям о кристаллизации редкометалльных пегматитов в течение короткого времени.

Таким образом, проведенные исследования показали, что альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского месторождения в значительной степени специализированы на

литий и тантал и в меньшей степени на ниобий, цезий, бериллий, рубидий. Образование рудных альбит-сподуменовых пегматитов, вероятнее всего, связано с палеопротерозойским этапом развития данного региона.

Исследования проводятся при поддержке грантов РФФИ №№ 13-05-00493 и офи-м 13-05-12055, программ ОНЗ РАН №№ 2, 4 и IGCP-SIDA 599.

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Баянова Т.Б.</u> Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

2. <u>Вревский А.Б.</u> Матреничев В.А., Ружьева М.С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология, 2003. Т. 11. № 6. С. 587–617.

3. <u>Вревский А.Б.</u> Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы на примере северо-восточной части Балтийского щита. Л. Наука, 1989. 143 с.

4. <u>Гордиенко В.В.</u> Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л. Недра, 1970. 240 с.

5. <u>Заседателев А.М.</u> Редкометальные пегматиты Мурманской области // Сводный отчет. Г. Апатиы, 1964 г. 270 с.

6. <u>Каулина Т.В.</u> Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Рос. акад. наук, Кол. науч. центр, Геол. ин-т. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. 144 с.

7. <u>Кудряшов Н.М.</u>, Петровский М.Н., Мокрушин А.В., Елизаров Д.В. Неоархейский санукитоидный магматизм Кольского региона: геологические, петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология, 2013. Т. 21. №4. С. 389–413.

8. <u>Кудряшов Н.М.</u>, Мокрушин А.В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология, 2011. Т.19. № 2. С. 137–189.

9. <u>Кудряшов Н.М.</u>, Апанасевич Е.А., Ганибал Л.Ф. и др. Возраст пород архейского зеленокаенного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb данные // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада России. Апатиты: Изд.-во. КНЦ РАН, 1999. С. 66–70.

10. <u>Пожиленко В.И.</u>, Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во. Кольского научного центра РАН, 2002. 359 с.

11. <u>Ранний</u> докембрий Балтийского щита /ред. В.А. Глебовицкий. СП.: Наука, 2005. 711 с.

12. <u>Смолькин В.Ф.</u> Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. С-Пб.: Наука, 1992. 272 с.

13. <u>Соседко А.Ф.</u> Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. Госгеолтехиздат, 1961. 154 с.

14. <u>Boynton W.V.</u> Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry. Ed.: P. Henderson. Amsterdam. Elsevier, 1984. P. 63–114.

15. <u>Chappell B.W.</u>, White A.J. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. GSA Mem., 1983. 159 p.

16. <u>Garba, I.</u> Geochemical discrimination of newly discovered rare metal bearing and barren pegmatites in the Pan African  $600 \pm 150$  Ma basement of northern Nigeria. Applied earth science transaction institute of mining and metallurgy 13, 2003. V. 112. P. 287–292.

17. <u>Le Mairtre R.W.</u> The chemical variability of common igneous rocks // J. of Petrol., 1976. V. 17. P. 589–637.

18. <u>Seltmann R.</u>, Aksyuk A.A., Fedkin A.V. et al. Geochemical evolution trends characterizing pegmatite-aplite and line rock formation related to Li-F granites in the Orlovka and Etyka tantalum deposits, Eastern Transbaikalia, Russia. // Ber. DMG Bh. Europ. J. Miner., 1998. V. 10. P. 271.

19. <u>Sun S.S.</u>, McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes// Magmatism in the Ocean Basins. Ed.: A.D. Saunders, M.J. Norrys. Oxford, Geological Society Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313–345.

# ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ AU И AG МЕЖДУ ОТХОДАМИ ОБОГАЩЕНИЯ РУД НОВО-УРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ТОРФОМ В СИСТЕМЕ ХВОСТОХРАНИЛИЩА

# И.Н. Мягкая<sup>1</sup>, Е.В. Лазарева<sup>1</sup>, М.А. Густайтис<sup>1</sup>, Б.Л. Щербов<sup>1</sup>, С.М. Жмодик<sup>1, 2</sup>

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия;

2-Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, Россия

Представлены данные о накоплении Au и Ag в торфах, контактирующих с сульфидсодержащими отходами горно-обогатительного производства, на примере потока рассеяния Урского хвостохранилища (Кемеровская область). Установлено, что содержания Au в торфе в среднем в 10 раз выше, чем в самих отходах. Средние содержания Ag в обоих типах вещества близки, но в торфе установлены локальные участки накопления элемента, где его содержание может превышать 500 г/т.

золото, серебро, сульфидсодержащие отходы обогащения, торф

# AU AND AG REDISTRIBUTION BETWEEN REFUSE ORE OF THE NEW URSK DEPOSIT AND PEAT IN THE SYSTEM OF TAILINGS STORAGE

## I.N. Myagkaya, E.V. Lazareva, M.A. Gustaitis, B.L. Shcherbov, S.M. Zhmodik

The paper presents data on Au and Ag accumulation in peats contacting with sulphide-bearing refuse ore of mining-processing industry on the example of dispersion trains of the Ursk tailings storage (Kemerovo region). It is established that the Au contents in peat are on the average 10 times higher than in the refuse ores themselves. Ag average contents in both substance types are close but local sites of the element accumulation were found in the peat where its content can exceed 500 ppm.

gold, silver, sulphide-bearing refuse ore, peat

Складированные отходы обогащения оказывают неблагоприятное влияние на окружающие территории. Поэтому большинство работ по этой теме посвящено изучению окислительных процессов и воздействию кислых дренажных растворов на компоненты окружающей среды [2, 4, 14]. Однако накопленные в мире к настоящему времени материалы отходов обогатительного производства, содержащие недоизвлеченные полезные компоненты, может стать базой для формирования техногенных месторождений. Поведение Аи в условиях хвостохранилищ изучено недостаточно, хотя известны его высокая подвижность в гипергенных условиях [6, 10, 15] и случаи образования «нового», переотложенного, хемогенного Au<sup>o</sup> в природных и техногенных системах [7, 9]. Авторами ранее установлено накопление золота в торфе, который в течение длительного времени (более 50 лет) контактирует с сульфидсодержащими отходами обогащения [8].

Торфяное вещество представляет собой геохимический барьер для различных элементов, включая благородные металлы (БМ) [1, 3]. В современных природных торфяниках юго-восточной части Западно-Сибирской платформы выявлены аномально высокие содержания Au (0,6–16 мг/т, максимальное 160 мг/т) [13]. В данной работе

рассматриваются особенности распределения Au и Ag в различном веществе потока рассеяния Урского хвостохранилища, включая природный органический барьер.

### ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Урское хвостохранилище отходов обогащения золотополиметаллических серноколчеданных руд и руд зоны окисления Ново-Урского месторождения расположено на территории Урского рудного поля (северная часть Салаирского кряжа). Отходы складированы в два отвала высотой 10–12 м; первый сложен отходами первичных руд и содержит не менее 40 % пирита, второй – отходами руд зоны окисления (рис. 1). Содержания элементов в отходах приведены в табл. 1. Выше отвалов расположены затопленный карьер и породные отвалы. Воды природного ручья, дренируя отвалы, превращаются в кислые растворы и через 0,7 км впадают в р. Ур [8].

Таблица 1. Содержание элементов в отходах, складированных в отвалы

Тип решестра		Mg	Al	K	Ca	Fe	Ba	Mn	Cu	Zn	Ag	Au	Hg	Pb
Tun ocușcemou	%					г/т								
Отходы первичных руд	2	1,3	0,2	1,5	3	25	16	25	122	174	15	0,6	59	1540
Отходы руд зоны окисления	0,5	0,1	2	0,5	0,3	7	4	45	100	134	11	0,47	65	1690

Незакрепленные отвалы с 1940-х гг. размывались сезонными осадками и сносились в заболоченный лог. В потоке рассеяния выделены три зоны: ближняя (60 м от отвалов), средняя (в 130 м), удаленная (600 м) [5]. Из-за неровности рельефа средней зоны происходит разделение на две изолированные области (см. рис. 1), западная заполнена преимущественно отходами первичных руд, восточная – отходами руд зоны окисления. Торфяник заболоченного участка выжжен кислыми дренажными растворами и покрыт снесенными отходами, над которыми сохранились остатки болотных кочек и пней деревьев. Восточная часть торфяника постоянно обводнена дренажными растворами.

На территории потока рассеяния опробованы снесенные отходы и торф в закопушках (глубина до 20 см; через 15–20 м; см. рис. 1). Выделено пять групп веществ: 1) отходы; 2) смесь отходов (преобладают) с небольшим количеством торфа и новообразованными охрами; 3) торф; 4) торф (преобладает) с отходами; 5) смесь торфа и отходов, заросшая мхом (расположена в нижней части восточной области средней зоны потока рассеяния).

Содержание Au и Ag определялось в аккредитованном аналитическом центре ИГМ CO PAH методом атомно-абсорбционной спектрометрии с использованием спектрометра 3030 В (фирма Perkin-Elmer) и фотометра Solar M6 (фирма Thermo Electron).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

Воды дренажного ручья соленые (TDS до 5 г/л), сильнокислые (pH 2–2,7, Eh 665–720 мВ), сульфатные, алюминий-железистые [12]. Концентрации Au в дренажном ручье у отвалов варьируют в зависимости от сезона от 0,2 до 1,2 мкг/л; Ag – от 0,01 до 0,3 мкг/л. С удалением от отвалов в дренажном ручье увеличивается pH, а концентрации Au снижаются до 0,003 мкг/л, Ag – до 0,008 мкг/л [8].



# Рис. 1. Схема хвостохранилища и отбора проб.

*1* – лесная зона; *2* – жилые кварталы; *3* – карьер; 4 – породный отвал; 5 – отходы первичных руд; 6 – отходы руд зоны 7-8ближняя окисления; зона, представленная веществом отходов: 7 первичных руд, 8 – руд зоны окисления; 9-12 - средняя зона представленная веществом отходов: 9 – первичных руд, 10 – руд зоны окисления, 11 – смесью отходов первичных руд и руд зоны окосения, 12 – руд зоны окисления; 13 – главный дренажный ручей; 14 – техногенный пруд; 15 – удаленная зона; 16 – переслаивание отходов двух типов; 17 – условная граница, делящая поток рассеяния на зоны; 18 – точки опробования.

Содержания БМ в веществе потока рассеяния варьируют как в пределах выборки, так и между разными типами материала (табл. 2). Наиболее однородные содержания золота и серебра характерны для снесенных отходов, отмечены отдельные высокие содержания Au и низкие Ag, сильно оторванные от общей массы значений. Среднее и медиана по выборке, описывающей снесенные отходы, близки. Закон распределения логнормальный (для Ag) и близкий к нему (для Au). В отходах с небольшой долей торфа распределение Au и Ag очень близкое, но доля образцов с содержанием Au, превышающим 1 г/т больше, за счет чего выше среднее содержание и медиана по выборке; чуть более высокие значения характерны и для Ag.

Во всех трех типах торфяного вещества содержания Au резко превышают его содержания в отходах, демонстрируя накопление элемента на биогеохимическом барьере [1, 3, 13]. При этом содержания варьируют в широких пределах, среднее и медиана по выборке значительно разнятся: средние арифметические значения для Ag в трех типах торфяного вещества составляют 30, 14 и 7 г/т, Au – 6,4; 12 и 7 г/т (см. табл. 2). Закон распределения для всех этих типов материала стремится к логнормальному.

Рассмотрение корреляционно-регрессионных закономерностей между Ag и Au (рис. 2) показывает следующее. В снесенных отходах содержания Au варьируют не столь сильно, как Ag (см. рис. 2, а–в). Коэффициенты корреляции Ag-Au в отходах (0,52) и в отходах, смешанных с органическими остатками и охрами (0,43), свидетельствуют о слабой

положительной зависимости между содержаниями БМ. Скорректированный коэффициент детерминации дает основание предположить отсутствие удовлетворительной аппроксимации (см. табл. 2). Так, бо́льшая часть данных о содержаниях БМ непосредственно в отходах формирует довольно плотное облако рассеяния (см. рис. 2, б). Для отходов, смешанных с торфом и охрами, распределение не столь плотное (см. рис. 2, в). В обоих случаях «выбросы» связаны с частичным обогащением/обеднением вещества, которые установлены в западной и восточной частях средней зоны потока рассеянии.

гаолица	4.	Статистические	данныс	no	перераспределению	пg	пп	uı	. 0	веществе
потока рас	сеян	ИЯ								

C тотистиноскио донино по поровоспродолению  $A \sigma$  и  $A \mu$  в рошоство

Характеристики	Отходы, n = 65		Отходы +торф + охры, n = 26		Торф, n = 25		Торф + отходы, n = 86		Торф + отходы + охры + мох, n = 38	
	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag
Содержание, г/т										
минимальное	0,1	0,4	0,14	1,8	0,19	0,28	0,18	0,57	0,1	0,47
максимальное	3,5	28	3,5	34,5	80	564	155	60	10	21
среднее	0,49	13	0,9	12,5	6,4	30	12	14	1,9	7
медиана	0,39	13	0,5	11	0,83	6.8	6	10,5	1	4,9
Коэффициент корреляции	0,52		0,43		0,85		0,03		0,67	
Скорректированный коэффициент	0,26		0,15		0,9		-0,01		0,55	
детерминации										

*Примечание*. n – число проб.

Таблица 2

Обеднение БМ характерно для отходов, не содержащих в большом количестве гидроксидов Fe(III), тогда как при их обилии содержания Ag увеличиваются в связи с тем, что Ag является изоморфной примесью минералов группы алунит-ярозит [16]. Также повышенные содержания Ag в отходах объясняются присутствием в них первичных пирита и барита, содержащих в качестве включений сохранившиеся исходные минералы серебра – жеффруаит ((Ag,Cu,Fe)<sub>9</sub>(Se,S)<sub>8</sub>) и науманнит (Ag<sub>2</sub>Se). Если отходы смешаны с торфом и охрами, растет концентрация и Ag и Au (см. рис. 2).

В веществе торфяника содержания Au и Ag варьируют сильнее, чем в отходах, особенно широко – Au (три порядка). Максимальные содержания близки или выше 100 г/т. Разброс содержаний Ag – два порядка, лишь в одной пробе достигает 564 г/т (см. рис. 2, г, д). Это сказывается и на форме облака распределения. В торфах, не смешанных с отходами, вариация данных менее сильная (см. рис. 2, г), чем в неоднородном торфосодержащем веществе (см. рис. 2, д). «Выбросы», связанные с невысокими содержаниями БМ, относятся к торфам, контактирующим с отходами первичных руд, а связанные с обогащением БМ зафиксированы в восточной части средней зоне потока рассеяния, которая находится в обстановке постоянного обводнения дренажными водами и покрыта отходами руд зоны окисления. Кроме того, в этих обогащенных пробах установлены новообразованные

минералы, которые непосредственно влияют на содержания БМ. Высокие содержания Ag в торфе связаны с формированием селенсодержащих сульфидов ртути с примесью Ag и иодида серебра. Повышенные концентрации золота обусловлены наличием аутигенного наноразмерного высокопробного Au°. Все они обнаружены в восточной части обводненной средней зоны [8].



Рис. 2. Корреляционная зависимость содержаний (г/т) Ag от Au в твердом веществе потока рассеяния (г/о – гидроксиды Fe(III); R<sup>2</sup>корректир. – скорректированный коэффициент детерминации).

В резко отличающемся типе вещества (торф с отходами руд зоны окисления и охрами, поросший мхом) корреляционно-регрессионным анализом установлена прямая

положительная логарифмическая корреляционная зависимость между содержаниями Ag и Au (см. рис. 2, е, табл. 2).

Итак, на территории Урского хвостохранилища установлено концентрирование БМ, особенно золота в торфе, контактирующем с отходами обогащения и дренажными растворами. Серебро в торфе распределено относительно равномерно, тогда как золото – крайне неравномерно. Для обоих элементов отмечаются частично совпадающие участки, где происходит их наиболее активная аккумуляция. Эти участки расположены в области постоянного обводнения дренажными водами и покрыты отходами руд зоны окисления. Концентрирование сопровождается формированием Au° и серебросодержащих минеральных фаз. Прямая корреляционная зависимость Ag от Au установлена только в одном случае, на участке, где вещество торфа и отходов частично поросло свежим мхом; однако содержания благородных металлов здесь не самые высокие. Это можно объяснить тем, что определенная часть Au и Ag переносится в виде микро- и наночастиц первичных минералов БМ и осаждается на «моховом фильтре», существование которого установлено ранее [11]. Содержания Au и Ag в торфяном веществе значительно превышают таковые в первичных рудах, достигая ураганных значений, что позволяет рассматривать систему хвостохранилища в качестве модели, формирующей техногенные месторождения.

Авторы благодарят В. Н. Ильину (ИГМ СО РАН) за высококачественные аналитические работы. Исследования поддержаны РФФИ № 14-05-00668, ИП СО РАН № 94 и МинОиН РФ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Авраменко В.А.</u>, Братская С.Ю., Якушевич А.С. и др. Гуминовые кислоты бурых углей юга Дальнего Востока России: Общая характеристика и особенности взаимодействия с благородными металлами // Геохимия, 2012. № 5. С. 483–493.

2. <u>Бортникова С.Б.</u>, Гаськова О.Л., Айриянц А.А. Техногенные озера: формирование, развитие и влияние на окружающую среду. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2003, 120 с.

3. <u>Варшал Г.М.</u>, Велюханова Т.К., Чхетия Д.Н. и др. Сорбция на гуминовых кислотах как основа механизма первичного накопления золота и элементов группы платины в черных сланцах // Литология и полезные ископаемые, 2000. № 6. С. 605–612.

4. <u>Гаськова О.Л.</u>, Бортникова С.Б., Кабанник В.Г. и др. Особенности загрязнения почв в районе хранилища отходов пирометаллургического извлечения цинка на Беловском цинковом заводе // Химия в интересах устойчивого развития, 2012. Т. 20(4). С. 419–428.

5. <u>Густайтис М.А.</u>, Лазарева Е.В., Богуш А.А. и др. Распределение ртути и её химических форм в зоне сульфидного хвостохранилища // ДАН, 2010. Т. 432(5). С. 655–659.

6. <u>Дутова Е.М.</u>, Букаты М.Б., Неволько А.И. и др. Гидрогенное концентрирование золота в аллювиальных россыпях Егорьевского района (Салаир) // Геология и геофизика, 2006. Т. 47(3). С. 364–376.

7. <u>Жмодик С.М.</u>, Калинин Ю.А., Росляков Н.А. и др. Наночастицы благородных металлов в зоне гипергенеза // Геология рудных месторождений, 2012. Т. 54. №2. С. 168–183.

8. <u>Мягкая И.Н.</u>, Лазарева Е.В., Густайтис М.А. и др. Золото в системе сульфидные отходы и торфяник как модель поведения в геологических процессах // Доклады АН, 2013. Т. 453. № 2. С. 201–206.

9. <u>Осовецкий Б.М.</u> Наноскульптура поверхности золота. Пермь, Изд-во Перм. гос. нац. исслед. ун-та, 2012. 232 с.

10. Росляков Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск, Наука, 1981, 239 с.

11. <u>Тайсаев Т.Т.</u> Биогенная концентрация золота в ландшафтах золоторудных полей гольцовой зоны // Доклады АН СССР, 1988. Т. 301. № 4. С. 871–976.

12. <u>Щербакова И.Н.</u>, Густайтис М.А., Лазарева Е.В. и др. Миграция тяжелых металлов (Cu, Pb, Zn, Fe, Cd) в ореоле рассеяния Урского хвостохранилища (Кемеровская область) // Химия в интересах устойчивого развития, 2010. Т. 18. № 5. С. 621–633.

13. <u>Arbuzov S.I.</u>, Rikhvanov L.P., Maslov S.G. et al. Anomalous gold contents in brown coals and peat in the south-eastern region of the Western-Siberian platform // Of Coal Geol., 2006. V. 68. P. 127–134.

14. <u>Blowes D.W.</u>, Ptacek C.J., Jambor J.L. et al. The Geochemistry of Acid Mine Drainage // Treatise on Geochemistry, 2003. V. 9. P. 149–204.

15. <u>Bowell R.J.</u> Supergene gold mineralogy at Ashanti, Ghana: implications for the supergene behavior of gold // Miner. Mag., 1992. V. 56. P. 545–560

16. <u>Dill H.G.</u> The geology of aluminium phosphates and sulphates of the alunite group minerals: a review // Earth-Sci. Rev., 2001. V. 53. N 1-2. P. 35–93.

# КОМПЛЕКСНЫЙ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЕРСПЕКТИВ КОНКРЕТНЫХ ТЕРРИТОРИИ НА ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ Г.Б. Наумов<sup>1</sup>, А.А. Кременецкий<sup>2</sup>

1– Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, 125009, г. Москва, Моховая ул. д. 11, корп. 11, Россия;

2– Институт Минералогии, Геохимии и Кристаллохимии Редких Элементов, 121357, Москва, ул. Вересаева, д.15, Россия

В работе проанализированы некоторые новые эмпирические обобщения, имеющие прямое отношение к поискам рудных скоплений не выходящих на современную дневную поверхность. Учтены многочисленные данные, полученные при изучении глубоких и сверхглубоких скважин, приведены результаты изучения параметров гидротермальных флюидов, изотопные данные и результаты экспериментальных исследований миграции элементов в эндогенных условиях. На основе этих материалов предложены логические подходы к анализу геолого-геохимических данных конкретных территорий с целью выявления участков наиболее перспективных на выявление рудных скоплений.

руды, разведка, новых эмпирических данных, флюиды, изотопы

# COMPLEX GEOLOGICAL-GEOCHEMICAL ANALYSIS FOR ESTABLISHING PROSPECTS OF SPECIFIC TERRITORIES FOR HARD MINERALS

### G.B. Naumov, A.A. Kremeneckii

Some new empiric generalizations are analyzed in the paper concerning ore prospecting. Numerous data are taken into consideration, which were obtained by deep and super deep bore-holes, investigation of hydrothermal fluid parameters, isotopic data and results of experimental explorations. The author suggests new approaching to the analysis of geological-geochemical data from specific territories for establishing their ore prospective parts.

ore, prospecting, new empiric data, fluids, isotopes

«Синтетическое изучение объектов природы – ее естественных тел и ее самой, как «целое» – неизбежно открывает черты строения, упускаемые при аналитическом подходе к ним, и дает новое». *В.И. Вернадский*<sup>1</sup>

Сокращение потенциала месторождений выходящих на дневную поверхность, для которых поиски по вторичным ореолам рассеяния играли значительную, а порой и определяющую роль, выдвигает перед геологической службой новые задачи выявления перспектив обнаружения рудных скоплений более глубокого заложения и не выходящих на современную дневную поверхность. Научный подход к решению этих проблем требует

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В.И. Вернадский Мысли и замечания о Гете как натуралисте. В.И. Вернадский О науке. Т. 1 Дубна: Феникс, 1997. С 261.

дальнейшего развития комплексного геолого-геохимического анализа перспектив конкретных территорий на твердые полезные ископаемые, анализа учитывающего новые эмпирические закономерности, полученные в последнее время. Простое увеличение бурения, опробования и многочисленные прецизионные анализы уже не решают поставленных задач.

Сама теория образования эндогенных рудных скоплений претерпевает существенные изменения. Если в первой половине прошлого века основное внимание исследователей было направлено на изучение конкретных месторождений и рудных полей, их минеральному составу, последовательности формирования минеральных ассоциаций, характеру вмещающей среды и околорудных изменений (А.Е. Ферсман, С.С. Смирнов, А.Н. Заварицкий и др.), то в середине века ведущее значение в отечественной рудной геологии приобрела магматогенная концепция (А.Г. Бетехтин, Ф.И. Вольфсон, В.А. Кузнецов и др.).

В дальнейшем, успехи глобальной тектоники переключили основное внимание ученых на связь месторождений с геодинамическими процессами. Эти исследования дали много полезного материала по рудоносным провинциям и эпохам, но отвлекли от изучения геологии и геохимии самих рудных месторождений, вопросов механизма их формирования, источников рудного вещества, путях и способов их миграции. Более того появились тенденции связать все с особенностями мантийных процессов. Тем не менее, практическая геология продолжала накапливать эмпирический материал, не теряющий своего значения. Появилось много новых интересных данных и в смежных областях знания, требующих своего осмысления в аспекте рудогенеза.

Интенсивно развивалось компьютерное моделирование, дающее новые возможности оперативно просчитать разные модели рудообразования. самые Однако успех моделирования в самом общем виде всегда зависит от принятой структуры модели и начальных и граничных условий. Если в качестве граничных условий преимущественно берутся значения, полученные при изучении реальных месторождений, то данные о структуре модели и ее начальных условиях обычно заимствуются из общетеоретических представлений возникших еще в период господства магматогенной концепции эндогенного рудообразования [4, 39]. В последней работе сделана попытка придать этим моделям универсальный характер, распространив их даже на мантийные плюмы. В то же время геохимические исследования океанических гидротермальных систем показали, что «доля магматических флюидов в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов очень мала и не может превышать 0,0n-0,n %» [11].

В обзорной работе «Состояние и перспективы развития учения о структурах рудных полей и месторождений» [34] авторы подробно анализируют существующие подходы к решению задач динамики рудообразующих растворов. Рассматривая пути их движения, они проводят количественное моделирование исходя из «общепринятых представлений»:

«1) источник растворов — нижнекоровые метаморфические флюиды; 2) источник рудных элементов — нижняя кора». Аналогично принимаются и численные величины

начальных условий: глубина системы H=20 км, вертикальная протяженность L=10 км, исходная температура  $T_1=500$  °C, «давление флюидов на нижней границе области моделирования (т.е. на глубине 20 км) не должно превышать литостатическое давление» [34, с. 405]. Такая структура модели и принятые значения параметров априори подразумевают глубинное зарождение рудообразующих растворов. В результате проведённого анализа авторы совершенно справедливо констатируют, что имеющиеся в настоящее время материалы «отражают необходимость изменения содержания исследований по этим направлениям адекватно тем, которые накопились за последний период» [34, с. 417].

Изучение океанических «курильщиков» выдвинуло новую модель движения растворов в конвективных ячейках [38], где движущей силой гидродинамической системы является вскипание просачивающихся, исходно морских, вод около горячего магматического тела. Модель конвективных ячеек приобрела большую популярность и стала распространяться и на другие геологические объекты.

Настало время проанализировать эмпирические данные, полученные в геологии и смежных областях знания и согласовать их с теоретическими представлениями о механизмах формирования рудных скоплений. Не случайно заместитель руководителя Федерального агентства по недропользованию В.Н. Бавлов на научно-практической конференции «Минерально-сырьевая политика и национальная безопасность» отмечал необходимость «существенно усовершенствовать научно-методическое обеспечение ГРР» [21].

Приведем лишь некоторые, на наш взгляд, наиболее принципиальные результаты изучения состояния вещества и его поведения в недрах земной коры, которые могут иметь принципиальное значение для понимания процессов формирования рудных тел.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МАТЕРИАЛОВ ГЛУБОКИХ И СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИН

Начиная с 1965 г. в СССР была развернута широкомасштабная национальная программа «Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение» (рис. 1) [18].

Штатные результаты изучения разрезов глубоких и сверхглубоких скважин общеизвестны. Ни одна из сверхглубоких скважин не подтвердила полностью геологического разреза, который предполагался до начала бурения; во многих случаях расхождения оказались кардинальными. Это неподтверждение проектных разрезов, построенных по геофизическим данным привело к ломке стереотипов о глубинном строении «хрестоматийных» геологических структур. Стало ясно, что природа глубинных неоднородностей определяется не только и не столько изменениями состава глубинных пород, сколько вариациями их физико-химического состояния. Тем не менее, результатом проведенного анализа явилась серия новых геологических закономерностей и процессов формирования глубинных неоднородностей земной коры [17], на которые необходимо обратить особое внимание.



Рис. 1. Размещение глубоких и сверхглубоких скважин в главнейших тектонических структурах континентальной земной коры территории СССР.

Комплексы пород верхней коры: *1*– осадочный, *2*– осадочный и осадочно-вулканогенный, *3*– метаморфический, *4*– метаморфизованный, осадочно-вулканогенный и супракрустальный «гранитный» слой, *5*– гранито-гнейсовый комплекс, *6*– чарнокито-эндербитовый слой, *7*– «базальтовый» слой, *8*– корово-мантийный «переходный» слой.

Явление гидрогенно-геохимического разуплотнения. Установлено, что под действием повышающихся температур и давлений в процессе катагенеза и метаморфизма происходит переход химически и физически связанной воды и других летучих компонентов в свободное сопровождается гидроразрывами и растворением состояние. Это явление пород. сохраняющихся длительное время. В результате формируются зоны неоднородности, обусловленные не сменой вещественного состава, а изменением их физико-механических свойств и водо- и газо-насыщенности. Так реакции типа каолинит → андалузит + кварц + H<sub>2</sub>O и им подобные приводят к освобождению воды, а типа CaCO<sub>3</sub>+SiO<sub>2</sub>=CaSiO<sub>3</sub>+CO<sub>2</sub> насыщают формирующийся флюид углекислотой [9]. В зонах контактового метаморфизма в метаморфогенных кварцах установлены высокоплотные флюидные включения, где давление СО<sub>2</sub> достигает многих (5-8) кбар. [27]. Такие процессы фиксируются сериями цепочек вторичных флюидных включений в микроструктурах вмещающих пород (рис. 2) [31].



Рис. 2. Внешний облик различных генетических типов микротрещин: открытые микротрещимикротрещины, ны  $(\mathbf{OT})$ или частично выполненные рудной минерализацией И планарные системы флюидных включений (ПСФВ). По В.А. Петрову [31].

Тип дислокаций и предел прочности горных пород зависит от температуры. При высоких температурах преобладают пластические дислокации, которые по мере охлаждения могут сменяться разрывными микро- и макронарушениями типа объемного сжатия и гидроразрывов. Образование длительно существующих разуплотненных водонасыщенных горизонтов создает механически ослабленные зоны, по которым при последующей тектонической активизации могут происходить чешуйчатые надвиговые перемещения. Практическое значение этих явлений заключается в том, что они значительно расширяет перспективы глубинного прогноза рудных и нефтегазовых месторождений, повышают достоверность интерпретации физических границ.

<u>Явление нисходящей и латеральной фильтрации подземных вод.</u> Изучение Саатлинской сверхглубокой скважины СГ-1, показало, что разуплотненная кровля погребенных вулканитов характеризуется последовательным изменением физических свойств пород с глубиной: сокращением объема макро- и микротрещиноватости (от 50 до 20 трещин/м), а также уменьшением количества незаполненных миндалин (от 7 до 1 об. %) и эффективной пористостью (от 6,9 до 2,0 об. %), сопровождаемое выполнением их вторичной минерализацией (рис. 3) [17].



Рис. 3. Явление нисходящей фильтрации подземных вод.

Широкое развитие водосодержащих минералов (цеолитов, хлоритов, пренита и минералов группы эпидота) однозначно указывают на имевший место процесс гидратации исходно «сухих» базальтов. Интенсивность гидратации иллюстрируется характером распределения химически связанной воды по разрезу: 6-7 мас.% в верхней части зоны разуплотнения (3540-3960 м), 3-4 мас.% в нижней части (3960-4060) и 2-3 мас.% в зоне неразуплотненных пород (4060-5000 м). При сопоставлении средних содержаний химически связанной воды в гидратированных базальтах Саатлинской СГ-1 (H<sub>2</sub>O = 4,5 мас.%) и "сухих" кайнозойских базальтоидах Камчатки можно ориентировочно оценить объем воды, необходимый для гидратации 1 км<sup>3</sup> пород ( $1 \div 4 \times 10^{12}$ т). Такое количество может быть получено при уплотнении 100-метровой толщи осадков при условии начального и конечного их водосодержания 50 и 10 соответственно. Развиты к западу нефтевмещающие вулканиты мас.% соселней Мурадханлинской площади (см. рис. 3) обладают аналогичными аномальными свойствами. Во вскрытом разведочными скважинами разрезе (сверху вниз) от их кровли на глубину 350 м отчетливо фиксируются уменьшение пористости (от 11,1 до 4,8 об.%) и увеличение объемной плотности основных вулканитов (от 2,33 до 2,45 г/см). Скорость продольных упругих волн в породах этого интервала имеет аномально низкие значения как в кровле — 2,4 км/с, так и в подошве разуплотненной зоны — 3,35 км/с.

Сравнительный анализ описанных погребенного фундамента выше разрезов Саатлинской И Мурадханлинской площадей позволяют наметить следующую последовательность механизма нисходящей фильтрации подземных вод. В зависимости от длительности перерыва, разделяющего процессы вулканизма и осадконакопления, кровля вулканогенного комплекса в разной степени подвергалась выветриванию с развитием в ней экзогенной трещиноватости. Последовательное развитие на разуплотненных вулканитах морских осадков обуславливает возможность нисходящего потока воды в вулканиты путем ее гравитационного просачивания по зонам экзогенной трещиноватости. Просачивание воды приводит к гидратации вулканитов и последовательной смене с глубиной фаций: цеолитовой (3540-4600 м), пренит-пумпеллиитовой (4600-6800 м) и зеленосланцевой (6800-8324 м). При этом, в породах наблюдается последовательное уменьшение с глубиной содержаний H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>(7,0; 4,5 и 2,5 мас.%, соответственно), а так же заполнение пустотного пространства пород вторичными минералами и выщелачивание, обуславливающее рост эффективной пористости.

Изотопный состав водорода в гидроксильных группах вторичных минералов (хлорит, цеолит), а также данные по изотопии кислорода и углерода в новообразованных карбонатных минералах показывают, что наиболее вероятными источниками воды для гидратации вулканитов являются вышележащие терригенные отложения осадочного чехла, включая «продуктивную» толщу. Согласно гидрогеологическим данным, в «продуктивной» толще развиты хлоридно-натриевые воды метеорного происхождения с низкими содержаниями ( $\delta D = -60 \%$ ;  $\delta^{18}O = 2-6 \%$ ). Характер распределения указанных изотопов в вулканитах разреза Саатлинской скважины фиксирует последовательное утяжеление воды по дейтерию и облегчение по кислороду с глубиной, что можно объяснить только постепенным расходом воды на гидратацию минералов в условиях нисходящего потока. Изотопный состав углерода,

напротив, практически не меняется ( $\delta^{13}C = \pm 0 \%$ ) и отражает состав морских известняков, растворяемых и переносимых подземными водами из перекрывающих позднемеловых карбонатных отложений в подстилающую их вулканогенную толщу. Наличие нисходящего потока подтверждается также уменьшением числа водопритоков и увеличением зон поглощения по разрезу Саатлинской скважины (сверху вниз), а также накоплением йода (характерного для вышележащих морских отложений) в подземных водах из пород, подстилающих зону разуплотнения (см. рис. 3).

Всё перечисленное подтверждает реальность процесса нисходящей фильтрации подземных вод из осадочного чехла в кровлю погребенного фундамента Куринской депрессии. Механизм нисходящей фильтрации подземных вод может обеспечивать эффективную миграцию углеводородов в глубинных зонах земной коры, а нисходящие потоки переносить не только растворенные микроэлементы, но и углеводороды. Реализация этого механизма в Куринской депрессии, т.е., нисходящая фильтрация подземных вод из среднеплиоценовой «продуктивной» толщи в карбонатные породы, а затем и в подстилающую их разуплотненную кровлю меловых базальтоидов может обеспечить значительное скопление углеводородов в последних. Примером, подтверждающим реальность рассматриваемого механизма, является Мурадханлинская площадь, где нисходящий поток подземных вод, обеспечил перенос из вышележащих осадочных пород в разуплотненную кровлю вулканитов не только растворенных микроэлементов, но и углеводородов (с образованием их промышленных скоплений), доказывая тем самым то, что в пределах Куринской депрессии практически вся поверхность кровли погребенных эффузивов представляет собой эффективный коллектор для накопления нефти и газа.

Аналогичные взаимоотношения между нефтеносными осадочными толщами и погребенными под ними вулканитами демонстрирует Тюменская сверхглубокая скважина СГ-6, пробуренная в 60 км от Уренгойского месторождения [17]. Здесь под мезо-кайнозойскими отложениями на глубине 6,5 км ею были вскрыты рифтогенные базальты идентичные по составу и возрасту траппам Тунгусской синеклизы. В отличие от последних, вскрытые скважинной на большой глубине базальты подвергнуты интенсивной метасоматической аргиллизации с аномальным ростом эффективной пористости – до 30 %, привносом калия – до 5 % и абиогенных углеводородов. По данным Rb/Sr датирования, возраст этого события 90 млн лет, т.е. финальная граница нефтелокализации в данной провинции. Тем самым, скважина показала возможную роль погребенной рифтогенной системы глубинного корово-мантийного заложения как вероятного транслятора потоков глубинных гидротермальных растворов и абиогенных углеводородов в надрифтовый осадочный бассейн.

Все эти данные свидетельствуют о том, что, во-первых в ходе последовательного динамического развития конкретных участков земной коры происходят сложные многоступенчатые метасоматические изменения слагающих его пород с их взаимодействием в рамках единой геологической системы. И во-вторых миграция эндогенных водных потоков и отдельных элементов может иметь не только вертикальные (снизу вверх), а самые разные пространственные направления.

#### ТЕРМОБАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ РУДООБРАЗОВАНИЯ

С 1965 года в ГЕОХИ РАН систематически формируются базы эмпирических данных, по физическим параметрам и химическому составу флюидных включений в минералах различных геологических объектов, в том числе рудных месторождений, включающие результаты измерения их физических и химических параметров, позволяющие восстановить температуры, давления образования включающих их минералов. В базу включаются все оригинальные данные по изучению включений, полученные в институте и опубликованные в литературе [23]. Уже наблюдения фазовых составов включений в минералах (рис. 4) показывают, что подавляющее большинство эндогенных рудных месторождений формируется с участием флюидов, содержащих водную фазу с растворенными в ней солями.



Рис. 4. Флюидные включения в гидротермальных кварцах. Ув. 2000.

Статистический анализ количественных данных, полученных при изучении флюидных включений в минералах, позволяет получить надежные эмпирические обобщения, характеризующие развитие рудообразующих Термобарическое процессов. поле формирования гидротермальных образований, построенное на базе 4525 замеров сопряженных пар температур и давлений образования индивидуальных включений, наложенное на диаграмму фаций метаморфизма [12], отчетливо тяготеет к верхним областям поля пород земной коры (рис. 5), а область формирования рудных скоплений занимает еще более ограниченное поле.

Эти данные позволили дать количественную оценку понятия рудосферы, как рудоносного слоя земной коры, который на период рудообразования «располагался субгоризонтально и примерно параллельно пенепленизированной поверхности палеорельефа» [33, с. 22].

Максимальная частота встречаемости гидротермальных рудных месторождений находится в области температур  $250 \pm 50$  °C и давлений  $1 \pm 0.5$  *кбар*. Характерно, что средний термобарический градиент рудообразования круче, чем всего гидротермального процесса и, тем более, чем средний термобарический градиент земной коры. Это, скорее всего, указывает на более значительную роль перепадов давления в процессах гидротермального рудообразования.



Рис. 5. Положение полей гидротермальной деятельности (1) и устойчивого гидротермального рудообразования (2), наложенные на диаграмму фаций метаморфизма (по Н.А Добрецову [12]) (а) и параметры отдельных месторождений (б).

Линии — термобарические градиенты: 8 ± 0,5 *бар/град* — средний для земной коры, 11 ± 1 *бар/град* — гидротермального минералообразования, 24 ± 2 *бар/град* — рудообразования.

### СВЯЗЬ С МАГМАТИЗМОМ

Еще в классической зональности У. Эммонса между становлением гранитов и началом высокотемпературного рудоотложения фиксировалась хорошо известная геологам-рудникам «пустая» минеральная зона. С появлением методов геологической термометрии стали появляться количественные данные, показывающие, что между температурой застывания гранитного расплава и началом отложения руд существует температурный интервал (не менее 200°С), где формируются безрудные минеральные ассоциации [29] (рис. 6). Температура, в отличие от давления, меняется достаточно медленно, и для остывания требуется значительный промежуток времени. Идея отщепления рудных элементов от гранитных магм не объясняет разрыва между застыванием магмы и началом процессов рудоотложения.

Измерения возрастов пород и руд методами изотопной хронологии все чаще указывают на существенные возрастные отличия интрузивных массивов и скоплений рудного вещества, достигающие *десятков и сотен миллионов лет.* За это время в пространстве будущего месторождения обычно происходит формирование целого ряда высокотемпературных метасоматических и жильных минеральных новообразований, нередко внедряются различные дорудные дайковые комплексы, происходит неоднократная смена тектонических деформаций.





*I* – расплавным, 2– флюидным, дорудных стадий,
3– флюидным рудных жил, 4– линия равновесия
гранит – H<sub>2</sub>O, 5– область Т–Р рудоотложения.

Где находился все это время отщепившийся «магматогенный» раствор, остается загадкой. Любой геолог-рудник хорошо знает, что гранит, не подвергшийся постмагматическим изменениям не перспективен в отношении поиска рудных скоплений. Как с практической, так и с теоретической точки зрения этот временной интервал достоин самого пристального внимания.

Экспериментальное определение коэффициентов распределения рудных элементов между расплавом и равновесным с ним флюидом ( $K_p = C_{\phi n}/C_{pacn}$ ) [20] (рис. 7) показало, что гранитный расплав способен обогащать флюид совсем не тем комплексом рудных элементов, которые могут сопровождать гранитные массивы. Такие элементы, как Ba, Sr, W, Sn, U, Th, характерные для рудных жил, связанных с гранитами, должны преимущественно накапливаются не во флюиде, а в гранитном расплаве ( $K_p < 1$ ). Так для олова коэффициент распределения  $K_f$  в системе гранит – флюид колеблется от 0,2 до 0,005, для урана – от 0,1 до 0,02 и т.д. В тоже время Mn, Fe, Cu, Co, Ni, Cr, типичные для жил базальтов, наоборот, преимущественно переходят во флюид ( $K_p > 1$ ). Эти количественные данные ставят под сомнение идею отделения от гранитного расплава специализированного магматогенного флюида.



Рис. 7. Направление миграции элементов в системе гранит — флюид.

Геологоразведочными работами открывается немало гидротермальных рудных скоплений, где наличие магматических тел предположить очень сложно. В.И. Смирнов отнес их к группе амагматогенных гидротермальных месторождений и ввел специальный раздел в свой учебник [35].

В литературе описаны ситуации, где наблюдается неравномерное мозаично-пятнистые изменения степени структурных и вещественных преобразований, в том числе тепловых, проявленных на макро-, мезо- и микроуровнях. В литературе описан "безкорневой" метаморфизм, охватывающий лишь верхние части разреза осадочных толщ [19]. Подобное неравномерное пространственное вещественное и структурное изменение горных пород пока не находят удовлетворительных объяснений, поскольку каналы и механизмы локального поступления энергии, необходимой для этих процессов, пока еще не изучены. Чаще всего эти явления связывают с неравномерностью динамо-метаморфизма [37].

Не исключено, что и для амагматогенных месторождений будут найдены локальные участки концентрации энергии, формирование которых обусловлено иными механизмами ее передачи, чем конвективный и кондуктивный которыми в настоящее время ограничиваются геологические модели. Не исключен сейсмический волновой механизм передачи энергии от внутренних и внешних, по отношению к данной системе, осцилляторов. [3, 25].

## ГИПОТЕЗА МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Концепция мантийных источников гидротермальных растворов, возникшая в недрах глубинной геодинамики, согласно которой мантийный флюидный поток растянут в огромном радиальном интервале: часть флюидов может идти с глубин порядка 400 км. Анализ существующих данных по расплавным включениям из океанических и континентальных магматических пород, сведенный в единую базу данных [24] показывает, что H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и Cl являются компонентами характерными для земной коры и практически отсутствуют в мантии. Так среднее содержание воды в магмах зоны спрединга составляет всего 0,3 мас.%, повышаясь на порядок (до 2-5 мас.%) в зонах активных континентальных окраин и во внутриконтинентальных рифтах. Существенное увеличение значений содержаний H<sub>2</sub>O В породах областей активных континентальных окраин И внутриконтинентальных рифтов по сравнению с океаническими магмами говорит о её коровом, а не мантийном источнике, связанными с циклическими геохимическими процессами.

Еще больший контраст обнаруживают содержания хлора (0,00027 мас.%) характерного для земной коры, а не для мантии. Во всех типах магм наблюдается и низкое содержание двуокиси углерода, что еще раз подтверждает метаморфогенное, а не магматогенное происхождение  $CO_2$  в минералообразующих гидротермальных растворах [27, 28] (рис. 8). Если мантия содержит ничтожные количества воды, равно как и хлора и углекислоты, а именно эти компоненты доминируют в гидротермальных растворах, то необходим процесс, локальной их концентрации непосредственно в самой мантии.

Эти количественные данные ставят под сомнение роль мантии как непосредственного источника рудообразующих флюидов, однако не исключают ее значение как источника энергетических потоков, фиксируемых в виде плюмов и других геофизических характеристиках [25].



Рис. 8. Содержание воды, хлора, фтора и углекислоты в расплавных включениях различных геодинамических обстановок.

Цифры над колонками – объемы выборок, черные кружки — средние значения.

Таблица	1.	Состав	газов	флюидных	включений	B	минералах	гидротермальных
образовани	й (о	бъем вы	борки (	6176).				

100111001011M	Кол-во	Концентраци	я мольн. %	Cogman zazonoù dazu unz %		
компонент	определений	min-max	среднее			
CO <sub>2</sub>	3207	0 - 100	13,61	70,4		
CH <sub>4</sub>	2917	0 - 100	3,70	19,6		
N <sub>2</sub>	2222	0 - 100	1,61	8,3		
$H_2S$	733	0-13,9	0,08	0,4		
$C_nH_m$	724	0-16,0	0,23	1,2		
сумма				100		

### МЕТАМОРФОГЕННАЯ КОНЦЕПЦИЯ

За последнее время получено большое количество новых количественных данных, позволяющих подробно проанализировать возможности метаморфических источников гидротермальных растворов. Это и данные по составу флюидных включений в минералах, и экспериментальные исследования процессов гидратации – дегидратации и сопровождающих их реакций при повышенных температурах и давлениях.

База данных по флюидным включениям в минералах позволяет получить характеристики газовой составляющей и солености гидротермальных растворов [27]. Средние содержания и интервалы колебаний пяти основных компонентов приведены в таблице. Среди них резко доминирует углекислота. На втором месте стоят метан и азот, затем сероводород и углеводороды. Все остальные компоненты (фтор, бораты и пр.) в аналитически значимых содержаниях встречаются спорадически и представляют собой скорее экзотику. Температурные изменения содержаний газовых компонентов и хлора по интервалам  $n \pm 50$  °C для выборки по гидротермальным минералам приведены на рисунке 9.

При повышении температуры от 50 до 350 °C наблюдается быстрый рост средних содержаний CO<sub>2</sub> в гидротермальных флюидах, достигающих максимума в районе 350 °C. В интервале 400–500 °C наблюдается резкий спад ее средних содержаний. Для t > 500 °C имеется только ограниченное количество данных, но здесь мы находимся на границе поля гидротермального минералообразования и в этих единичных определениях содержание CO<sub>2</sub> не превышает первых процентов (0–7 %). Скорее всего, для гидротермальных растворов температурного интервала выше 500 °C углекислота не характерна. Аналогичную зависимость обнаруживают метан и азот. Для последнего максимум концентраций приурочен к более низким температурам (~220 °C), после чего наблюдается устойчивое снижение его содержаний.

Такие изменения содержаний растворенных газов могут быть связаны с преобразованием первично осадочных пород в процессах регионального и контактового метаморфизма. Среднее содержание  $CO_2$  в осадочных породах по данным А.Б. Ронова – 7,68 %, в сланцах – 1,64 % и в гнейсах – 0,8 %. Последовательное уменьшение содержаний  $CO_2$  обусловлено декарбонатизацией осадочных пород в процессах контактового и регионального метаморфизма. Реакции типа «скарнирования», при которых Ca, Mg, Fe карбонатов переходят в сложные силикаты и алюмосиликаты, вызывают освобождение углекислоты и существенное обогащение этим компонентом флюидной фазы. При этом в кварцах метаморфических пород консервируются включения, где давление  $CO_2$  достигает многих *кбар*.

Захороненные органические вещества при их метаморфизме обогащают флюид метаном и азотом, максимум концентрации которых в гидротермальных растворах приходится на интервал 200–350 °C.

Изменение солености имеет обратную направленность (рис. 9). Высокотемпературные растворы обычно хлоридные, низкотемпературные не содержат таких концентраций хлора. Устойчивое снижение содержаний хлора трудно объяснить последовательной эволюцией единого раствора. Этот компонент не летуч, а в гидротермальных новообразованиях нет минералов, которые могли бы поглотить такие его количества. Наблюдаемые снижения его концентраций могут быть вызваны либо существенным разбавлением исходного хлоридного раствора, при котором от исходного состава остаются ничтожные доли, либо вообще поступлением новых растворов, не связанных с высокотемпературными хлоридными флюидами. Наиболее реальный механизм появления хлоридных растворов В высокотемпературном интервале может быть значительная потеря H<sub>2</sub>O флюидом при реакциях гидратации первичных алюмосиликатов. Многие постмагматические реакции, связанные с изменением интрузивных пород: серицитизация, пропилитизация, хлоритизация, серпентинизация и другие аналогичные процессы идут с активным поглощением воды. Так в неизмененных гранитах содержание H<sub>2</sub>O обычно не превышает 0,5 мас.%, тогда как в хлоритизированных И серицитизированных разностях увеличивается до  $3 \div 8 \%$ . Содержащаяся во вмещающих породах вода, высвобождавшаяся при их метаморфизме должна вновь интенсивно поглощаться магматическими породами при их регрессивном

метаморфизме. При этом хлор, инертный к породообразующим минералам, будет оставаться во флюидной фазе, многократно повышая её хлоридность. Все эти данные хорошо согласуются с метаморфогенной концепцией формирования гидротермальных растворов, заставляя вернуться к исследованию метаморфических (как прогрессивных, так и регрессивных) и метасоматических процессов, в ходе которых и формируются специфические рудообразующие флюиды.



**Рис. 9. Изменение содержаний газов и солености во флюидах разной температуры.** Цифры при кривых – объем выборок в интервале ± 50 °C.

## ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

К настоящему времени накопилось много данных по изотопному составу различных природных вод, позволяющих использовать их для решения поставленной задачи. Морские, метаморфические и магматические воды занимают вполне определенные поля на диаграмме  $\delta D - \delta^{18}O$  (рис. 10). Изменение изотопного состава атмосферных вод, обусловленное преимущественным испарением «легкой» воды, хорошо описывается уравнением  $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10\%$ , поскольку при испарении из океана быстрее улетучиваются молекулы воды, содержащие легкие изотопы кислорода и водорода. Пар обогащается <sup>16</sup>O и <sup>1</sup>H а остаточная вода – <sup>18</sup>O и D.

Изотопный состав вод термальных источников плотно прилегает к этой линии, что говорит об их поверхностном происхождении. Некоторое смещение поля этих вод в сторону более тяжелого кислорода говорит о наличии изотопного обмена с минералами вмещающих пород, содержащих <sup>18</sup>О по реакции типа:

$$C^{18}O_3^{2-} + 3H_2^{16}O \leftrightarrow C^{16}O_3^{2-} + 3H_2^{18}O.$$



Рис. 10. Изотопный состав некоторых природных вод и пород.

Поле вод флюидных включений в гидротермальных минералах различных рудных месторождений по данным Н.Н. Зыкина [15], также прилегает к линии атмосферных вод, но уходит дальше в область тяжелого кислорода. Особый интерес представляет правая нижняя часть этой области, далеко отстоящая от полей других типов природных вод. Такое утяжеление кислорода обусловлено изотопным сдвигом при взаимодействии дегидратационных вод с вмещающими породами, в которых содержание  $\delta^{18}$ О может достигать 40 ‰ [40,41]. Таким образом, изотопные данные выявляют существенные сдвиги изотопных равновесий в системе раствор порода, свидетельствующие об активном местном обмене элементов в процессах геологического развития земной коры.

#### ПУТИ И МЕХАНИЗМЫ МИГРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ

Новые данные получены и в области анализа путей движения гидротермальных растворов. На месторождениях пластово-инфильтрационного типа работами Р.И. Гольдштейна и Б.И. Натальченко с сотрудниками установлена роль разгружающих структур в формировании рудных тел [7, 22]. Специальные исследования позволили установить аналогичные схемы движения и для гидротермальных жильных месторождений. Так на крупном урановом месторождении Рудных гор (ФРГ) Шлема-Альберода, где разведочные выработки достигали глубины 2 000 м [5], генеральное движение флюидов имело направление не от наиболее крупной структуры (разлом Ротер-Камм), как считалось ранее, а к причленяющемуся к нему наиболее нарушенному блоку [26] (рис. 11).

В свое время Д.С. Коржинский наряду с фильтрацией растворов рассматривал и диффузию элементов в неподвижном растворе [16], что может вносить существенные коррективы в модельные представления. Их совокупность хорошо объясняла многие особенности строения рудных тел, которые трудно вывести из теории, базирующейся только на одном виде массопереноса. Однако по мере накопления количественных характеристик, необходимых для оценки геологических процессов, механизм диффузионного переноса встретил серьезные трудности. Коэффициенты диффузии в твердых телах, определяющие порядок скоростей миграции сквозь кристаллическую решетку, оказались столь малыми (обычно менее  $10^{-10}$  см<sup>2</sup>/с), что исключили заметный массоперенос даже в масштабах геологического времени. Так, при D= $10^{-10}$  см<sup>2</sup>/с глубина диффузионного проникновения на 1 м потребует время ~ $10^7$  лет, а на 10 м ~ $10^9$  лет. В результате диффузионный перенос как возможный механизм эндогенной миграции элементов практически исчез со страниц геологической литературы, уступив место механизму фильтрации глубинных флюидов из очагов магматизма или метаморфизма к дневной поверхности. Этот механизм и сейчас в большинстве случаев рассматривается как основной.



Рис. 11. Варианты путей движения растворов. а – традиционный вариант, б и в – вариант полученный при специальном изучении. Схематический разрез месторождения Шлема-Алберода (б); изолинии густоты жил и прожилков (>0,5 мм) в проекции на вертикальную плоскость (в).

1- граниты, 2– кварцево-слюдистые сланцы, 3– «продуктивная пачка» переслаивающихся пород основного и кислого состава, 4– продольные и 5– поперечные нарушения, 6– граница зон контактового метаморфизма, 7– удельная трещинная проницаемость (слева – минимальная, справа – максимальная; без гранитов). Цифры – средние значения содержаний углекислоты во флюидных включениях в минералах рудной стадии в мас.%. Стрелками указано направление наименьшего гидродинамического сопротивления среды и наиболее вероятного генерального направления движения растворов.

При отрицании диффузионного массопереноса было упущено, что горная порода представляет собой не сплошную твердую фазу, а агрегат фаз со значительной величиной поверхности соприкосновения между ними. Предпринятая более 35 лет назад Г.Л. Поспеловым [32] блестящая попытка сосредоточить внимание геологов на диффузионном переносе и связанных с этим явлениях не нашла адекватного резонанса в последующих исследованиях.

Появившиеся в последнее время новые экспериментальные определения вновь заставляют нас вернуться к этим вопросам. Так, если коэффициент самодиффузии одновалентных ионов в водном растворе при 25 °C коэффициент диффузии D =  $n'10^{-5}$  см<sup>2</sup>/c, то для образцов песков и глин D= $n'10^{-6}$  см<sup>2</sup>/c [2, 13]. Изменение проницаемости этих пород на порядки влияет на колебания коэффициента диффузии весьма незначительно. Уменьшение размера пор компенсируется возрастанием поверхности твердых фаз, которая оказывает решающее влияние на процессы диффузий [6]. Повышение температуры ведет к росту скорости диффузии. Так, при T= 250 °C эффективный коэффициент диффузии NaCl в поровом пространстве гранита составляет  $n'10^{-4}$  см<sup>2</sup>/c [1]. Такие величины нельзя считать пренебрежимо малыми. Так при  $D=n'10^{-6}cm^2/c$  глубина диффузионного проникновения за 1 млн лет составит ~100 *м*, а при  $10^{-4} cm^2/c ~1 \kappa M$ .



Рис. 12. Сопоставление скоростей распространения инфильтрационного и диффузионного метасоматоза при различных значениях проницаемости горных пород (К, мД) и коэффициентов диффузии (D см<sup>2</sup>/с). По Г.П. Зарайскому [14].

Соотношение скоростей фильтрационного и диффузионного перемещения элементов в гидротермальном процессе было оценено Г.П. Зарайским (рис. 12) [14]. Так, например, при проницаемости 1,0 мД фронт фильтрационной миграции может продвинуться за 1000 лет на 100 м и будет обгонять фронт диффузионного перемещения. Однако при проницаемости пород порядка 10<sup>-3</sup> мД и ниже эффективность фильтрации становится крайне незначительной, в этих условиях должен заметно преобладать диффузионный массоперенос.

Естественно, что эти оценки относятся не к монолиту породы, а к той межзерновой поверхности, которая и обеспечивает диффузионный перенос в капиллярно-пористых телах.

Условия для максимального развития этой поверхности наилучшим образом реализуются не в стабильных геотектонических блоках, а в мобильных зонах активизации. При этом основную роль в диффузионном перемещении вещества будут играть не крупные разломы, а области зон смятия, насыщенные различными малоамплитудными дислокациями.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Здесь привалены лишь некоторые, наиболее принципиальные результаты исследований последних лет, которые могут иметь отношение к развитию теории рудообразования. Их совместный анализ показывает, что формирование эндогенных рудных скоплений является не одноактным событием. Ему предшествуют сложные и часто достаточно длительные рудоподготовительные процессы, в которых можно выделить несколько самостоятельных этапов [30] (рис. 13).



Рис. 13. Общая последовательность рудоподготовительных процессов.

Необходимо, чтобы в данном районе были накоплены потенциальные запасы рудного элемента. Еще С.С. Смирнов, обращая внимание на различие минерального состава руд полиметаллических месторождений Алтая и Забайкалья, в первых медь является рудным компонентом, во втором резко преобладают руды свинца и цинка, объяснил это разным региональным фоном меди на этих территориях [36]. При дальнейших метаморфических и метасоматических изменениях и процессах изменения горных пород рудный элемент должен перейти в потенциально подвижное состояние. Непосредственное отложение руд всегда происходит на стыке высокой и низкой подвижности рудных элементов, на геохимических барьерах, которые могут возникать как в момент формирования рудных тел, так и задолго до непосредственного момента их формирования.

Все эти стадии могут следовать одна за другой, или быть разделенными значительными промежутками времени и возобновляться после ряда последовательных тектонических активизаций. Схематически это отображено на рисунке 14. Эта достаточно многообразная схема резко сокращается и упрощается при ее применении к конкретным участкам земной коры, имеющим определенное строение и историю развития, и позволяет более целенаправленно сосредоточить здесь дальнейшие геологоразведочные работы применительно к особенностям их строения и истории развития на данной территории. Накопление потенциальных запасов может происходить при осадкообразовании, в процессах

магматизма, при метаморфизме. Переход элементов из инертного в потенциально подвижное состояние может происходить при диагенезе, метаморфизме, метасоматических изменениях, при формировании древних кор выветривания. Формирование потенциальных геохимических барьеров может также происходить при разных эпигенетических изменениях, как предшествующих, так и синрудных.





# Рис. 14. Принципиальная схема возможных причинно-следственных связей между рудоподготовительными и рудоконцентрирующими процессами (пояснения в тексте).

Многообразие природных процессов, определяющих возможность появления рудных скоплений, существует только в обобщающей схеме. В реальных условиях всегда действуют только некоторые из них. Но ни одно из них не может априори исключаться из рассмотрения без реального анализа истории геологического и геохимического развития конкретных площадей. За последнее время геологической службой России накоплено много качественных эмпирических материалов, которые могут быть использованы для историко-геологического анализа оценки перспектив нахождения рудных скоплений не выходящих на современную дневную поверхность. Совместный анализ геолого-геохимических данных полученных для конкретных территорий в соответствии с логикой, отображенной на рисунке 13, поможет геологу выделить участки наиболее благоприятные для образования скоплений тех или иных рудных компонентов, причем как для традиционных, так и для нетрадиционных типов месторождений. Естественно, что такой анализ требует творческого, а не формального тестового подхода. Работа геолога, а тем более поисковика, не может быть поставлена на конвейер, действующий по шаблону. Тем более она не должна быть в плену генетических схем не учитывающих новые запросы времени и новые эмпирические данные, полученные в геологии и смежных областях научного знания. Надо заметить, что многочисленные данные опробования рудных полей и месторождений, полученные в последнее время, далеко не всегда

находят адекватное объяснение в рамках моделей закрытых линейных систем. Лишь в самое последнее время в геологию пришло понимание, что земная кора – система открытая и классические линейные модели дают только самое первое приближение, которое уже недостаточно. Наиболее ярко это должно сказываться в экстремальных процессах, каковыми и являются процессы рудообразования. Намечающиеся здесь подходы [8, 10 и др.] заслуживают самого пристального внимания.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог рассмотренным материалам можно подчеркнуть следующие основные выводы:

1. За последнее время получено много новых эмпирических данных и обобщений, которые имеют непосредственное отношение к закономерностям формирования рудных скоплений, но еще слабо учитываются в теории рудообразования.

2. Процесс формирования локальных аномально высоких, по отношению к фону, содержаний отдельных компонентов — это не одноактный процесс приноса рудного компонента, а сложное многостадийное природное явление.

3. Можно наметить общую схему взаимодействия трех основных его моментов: региональное накопление потенциальных запасов рудных компонентов, их переход из инертного в потенциально подвижное состояние, формирование геохимических барьеров и, как заключение, образование рудных тел. Эти этапы могут быть сближены во времени, или между ними могут наблюдаться длительные временные (в геологическом масштабе) промежутки.

4. Комплексный системный анализ геолого-геохимической информации по конкретным территориям повышает надежность оценки перспектив обнаружения месторождений любых, в том числе и нетрадиционных, типов.

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Балашов В.Н.</u>, Зарайский Г.П., Тихомирова В.И. и др. Экспериментальное исследование диффузии породообразующих компонентов в поровых растворах при T=250 °C и P = 100 Мпа // Геохимия, 1983. № 1. С. 30–42.

2. <u>Белова Л.Л.</u>, Наумов Г.Б., Правикова В.А. Поведение урана в фильтрационнодиффузионном процессе // Геохимия, 1988. № 10. С. 1517–1522.

3. Богацкий В.В. Механизм формирования структур рудных полей. М.: Недра, 1986. 86 с.

4. <u>Борисов М.В.</u> Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М.: "Науч. мир" 2000. 360 с.

5. <u>Власов Б.П.</u>, Матюшин Л.В., Наумов Г.Б. Жильное урановое месторождение Шлема-Альберода (Рудн. горы) // Геология рудных месторождений, 1993. № 3. С. 205-221.

6. Гегузин Б.Я. Диффузионная зона. М.: Наука, 1979. 344 с.

7. <u>Гольдштейн Р.И.</u>, Бровин К.Г., Каримов Х.К. и др. Металлогения артезианских бассейнов Средней Азии. Ташкент: Фан, 1992. 272 с.

8. <u>Горяйнов П.М.</u>, Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М.: ГЕОС, 2001. 312 с.
9. <u>Граменицкий Е.Н.</u>, Котельников А.Р., Батанова А.М. и др. Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный Мир, 2000. 416 с.

10. <u>Григоров С.А.</u> Структурный метод интерпретации геохимических данных применительно к локализации ресурсов категории РЗ и Р2 // Разведка и охрана недр, 2008. № 4–5. С. 58–66.

11. <u>Гричук Д.В.</u> Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.

12. <u>Добрецов Н.Л.</u>, Ревердато В.В., Соболев В.С. и др. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.

13. <u>Дубинчук В.Т.</u>, Лаптева О.Ф., Плотникова Р. И. Изучение диффузии ионов натрия, йода, брома в образцах пород месторождения йодо-бромистых вод методом меченых атомов // Геохимия, 1984. № 10. С. 1503–1510.

14. <u>Зарайский Г.П.</u> Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 344 с.

15. <u>Зыкин Н.Н.</u> Изотопный состав кислорода и водорода воды флюидных включений в минералах гидротермальных месторождений. // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции. М.: Геолог. ф-т МГУ, 2011. С. 744–748.

16. <u>Коржинский Д.С.</u> Очерки метасоматических процессов. // Основные проблемы магматогенного рудообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 330–452.

17. <u>Кременецкий А.А.</u> Глубинные исследования недр: результаты и перспективы. // Материалы научно-практической конференции «Минерально-сырьевая политика и национальная безопасность». М.: ВНИИгеосистем, 2009. С. 53–82.

18. <u>Кривцов А.И.</u>, Мигачев И.Ф., Ручкин Г.В. Сверхглубокие и глубокие скважины. М.: ЦНИГРИ, 1993. 618 с.

19. <u>Леонов М.Г.</u>, Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника, 1995. № 2. С. 29–48.

20. <u>Малинин С.Д.</u>, Хитаров Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав — флюид // Геохимия, 1984. № 2. С. 183–196.

21. <u>Балов В.Н.</u> Состояние и пути развития минерально-сырьевой базы России. Материалы научно-практической конференции «Минерально-сырьевая политика и национальная безопасность». М.: ВНИИгеосистем, 2009. С. 37.

22. <u>Натальченко Б.И.</u>, Гольдштейн Р.И. Очаги разгрузки подземных вод как рудомобилизующие структуры в формировании гидрогенных месторождений урана // Изв. Вузов. Геология и разведка, 1981. № 9. С. 90–96.

23. <u>Наумов В.Б.</u>, Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. Основные физико-химические параметры природных минералообразующих флюидов. // Геохимия, 2009. № 8. С. 825–851.

24. <u>Наумов В.Б.</u>, Коваленко В.И., Дорофеева В.А. и др. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия, 2010. № 12. С. 1266–1288.

25. <u>Наумов Г.Б.</u> Энергетика процессов рудообразования // Геология и полезные ископаемые мирового океана, 2008. № 3. С. 40–55.

26. <u>Наумов Г.Б.</u>, Ачеев Б.Н., Ермолаев Н.П. К вопросу о движении гидротермальных растворов // Геология рудных месторождений, 1968. № 4. С. 29–40.

27. <u>Наумов Г.Б.</u>, Беркелиев Т.К., Миронова О.Ф. Метасоматическая природа гидротермальных рудообразующих растворов. // Минералогический журнал, 2012. Т. 34, № 2 С. 100-111.

28. <u>Наумов Г.Б.</u>, Беркелиев Т.К., Миронова О.Ф. Новые данные о природе рудообразующих растворов // Разведка и охрана недр, 2011. № 6. С. 26–40.

29. <u>Наумов Г.Б.</u>, Возняк Д.К., Наумов В.Б. и др. Минералообразование и включения флюидов // Минералогический журнал, 1984. № 3. С. 87–97.

30. <u>Наумов Г.Б.</u>, Ермолаев Н.П., Моторика З.М. и др. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эндогенного рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. Т. 1. С. 34–42.

31. <u>Петров В.А.</u>, Устинов С.А., Полуэктов В.В. и др. Реконструкция путей и условий миграции рудоносных гидротермальных растворов: структурно-геологический и термобарогеохимический подход // Вестник РФФИ, 2013. Т. 77. № 1. С. 27–33.

32. <u>Поспелов Г.Л.</u> Парадоксы: геолого-геофизическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.

33. <u>Рундквист Д.В.</u> Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций / Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, Наука, 1983. С. 14–26.

34. <u>Сафонов Ю.Г.</u>, Горбунов Г.И., Пэк А.А. и др. Состояние и перспективы развития учения о структурах рудных полей и месторождений // Геология рудных месторождений, 2007. № 5. С. 386–420.

35. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1986. С. 340-345.

36. <u>Смирнов С.С.</u> Очерки металлогении Восточного Забайкалья. М.-Л.: Госгеолиздат, 1944, 95 с.

37. <u>Чиков Б.М.</u> Физико-механические и механохимические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма / Структура линеаментных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 5–28.

38. <u>Edmonds H.</u>, Edmond J.M. A three-component mixing model for ridge-crest hydrothermal fluids // Earth and Planetary Science Letters, 1995. V. 134. N 1/2. P. 53–67.

39. <u>Ingebritsen S.E.</u> and Appold M.S. The Physical Hydrogeology of Ore Deposits // Economic Geology, 2012. V. 107. N 4. P. 559–584.

40. <u>Nutt C.J.</u>, Hofstra A.H. Alligator Ridge District, East-Central Nevada: Carlin-Type Gold Mineralization at Shallow Depths // Economic Geology; September 2003. V. 98. N 6. P. 1225–1241

41. <u>Rushton R.W.</u>, Nesbitt B.E., Muehlenbachs K. et al. A Fluid Inclusion and Stable Isotope. Study of Au Quartz Veins in the Klondike District, Yukon Territory, Canada: A Section through a Meso-thermal Vein System // Economic Geology, 1993. V. 88. P. 647–678.

## САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО В ОСАДОЧНОМ ЦИКЛЕ – ЗАМЕТКИ ПО ПРОБЛЕМЕ В СВЕТЕ ВЫСКАЗЫВАНИЙ Ф.Н.ШАХОВА

#### Г.В. Нестеренко, В.В. Колпаков, Л.П. Бобошко

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

Рассмотрено развитие некоторых идей Ф.Н.Шахова, связанных с проблемой поведения самородного золота в осадочном цикле, с акцентом на автохтонные аллювиальные россыпи и поведение мелкого и тонкого золота (МТЗ) в процессе их формирования и переноса его магистральными реками. Приведены сведения по распределению золота в донных осадках Восточно-Сибирского и Чукотского морей. При переносе МТЗ осуществляются его дифференциация по гидравлической крупности и рассеивание, на фоне которого на гидродинамических барьерах происходит его концентрация.

самородное золото, МТЗ, аллювиальные россыпи, осадочный цикл

## NATIVE GOLD IN SEDIMENTORY CYCLE – NOTES ON THE PROBLEM IN THE LIGHT OF F.N. SHAKHOV STATEMENTS G.V. Nesterenko, V.V. Kolpakov, L.P. Boboshko

The present work considers the development of some F.N.Shakhov ideas related to the problem of native gold behavior in a sedimentary cycle with an emphasis on autochthonous alluvial placers and behavior of the fine and thin gold (FTG) during their formation and transfer by trunk rivers. Data on the distribution of gold in the bottom sediments of the East Siberian and Chukchi Seas are given. In the course of the FTG transfer its differentiation on hydraulic size and dispersion occurs, against the background of which the gold concentration on hydrodynamic barriers takes place.

native gold, fine and thin gold, alluvial placers, sedimentary cycle

В своих выступлениях и статьях Ф.Н. Шахов касался вопросов поведения золота в разных звеньях осадочного цикла благородного металла. Не последнее, если ни одно из первых, место им отводилось автохтонным аллювиальным золотоносным россыпям. «До сих пор больным вопросом при поисках россыпей коренных месторождений является характер их связи, возможные источники золота, их число, промежуточные коллекторы. Применение чувствительных и точных анализов может установить путь и механизм миграции золота от коренных руд к россыпям» [7]. В определенной степени это связывалось с тем, что, как он отмечал в докладе на Межведомственном совещании в 1960 г., «поиски коренных месторождений золота и переход промышленности на разработку рудного золота является ныне назревшей и основной задачей производства... и направление теоретических научных исследований должно содействовать решению этой задачи» [6]. Проблема в целом, по его мнению, важна в связи с представлениями «о миграции золота как круговороте его из осадков в магму и снова в осадки. Решать эту проблему, столь близкую идее унаследованности, можно лишь при помощи тщательных геохимических исследований осадочных пород и установления способов перемещений золота в экзогенной обстановке» [7].

В последующие десятилетия резко возросла интенсивность исследований по рассматриваемой проблематике, особенно в области учения о золотоносных автохтонных россыпях, сложенных относительно крупным россыпеобразующим металлом. Это отражено в трудах четырнадцати тематических совещаний и многих монографиях (Ю.Н. Трушков, И.П. Карташов, Н. . Петровская, Г.В. Нестеренко, С.Г. Желнин, Н.А. Шило, С.С. Осадчий, Э.Д. Избеков, Е.И. Тищенко и др.). Последние в большинстве своем развивают классические представления Ю.А. Билибина. Слабее в публикациях освещено поведение в осадочном процессе мелкого и тонкого самородного золота (МТЗ), что побудило нас сосредоточить свои исследования именно в этом направлении [2–5].

По современным представлениям. процесс формирования золотоносной аллювиальной автохтонной россыпи сочетает в себе два альтернативных явления: 1) разубоживание поступающего в речную долину золотоносного материала практически незолотоносными вмещающих продуктами разрушения пород, 2) гравитационное гидродинамическое обогащение этого материала русловым потоком. Следствие этого – механическая обработка самородного золота, его дифференциация, разнос в долине и вынос наиболее подвижного металла, в том числе МТЗ, за ее пределы – в магистральную долину. Гидродинамическое обогащение в ходе эволюционного преобразования территории может проявляться многократно, что, естественно, приводит к большей обработанности и большей расклассифицированности благородного металла, а также объясняет морфологическое разнообразие самородного золота автохтонных россыпей. Наиболее часты комковатые и таблитчатые, т. е. относительно «массивные» зерна, отличающиеся повышенной гидравлической крупностью (рис. 1, а-е).

Некоторое исключение может составить благородный металл «хвостовых» частей простых россыпей, который иногда отличается повышенным содержанием сильно уплощенных (вплоть до чешуйчатых) частиц. В автохтонных россыпях обычны сростки золота с кварцем, а в погребенных и залегающих на сульфидсодержащих породах золотины, покрытые «рубашкой» гидроокислов Fe и Mn (см. рис. 1, а-в). Работами многих исследователей (Н.В. Петровской, Л.А. Николаевой, С.В. Яблоковой, Г.С. Попенко и др), а также одного из авторов настоящей статьи [1] выявлена большая роль особенностей состава самородного золота автохтонных россыпей для установления характера связи россыпи с питающими рудными источниками и степени хемогенного гипергенного преобразования россыпеобразующего золота. Решающее значение при этом имеет использование микрорентгеноспектрального анализа, обладающего повышенной локальностью, точностью и производительностью. Важно также отметить, что в золотоносных долинах осуществляется сепарация не только относительно крупного россыпеобразующего металла, но и МТЗ. В результате из золотоносной долины в магистральную сносится самородное золото низкой (менее 10 см/с) гидравлической крупности, к которому относится практически все тонкое золото и сильно уплощенная часть мелкого.



#### Рис. 1. Фотографии самородного золота.

*а*, *б* − р. Ашпанак (Алтай); *в* − р. Средняя Чапа (Урал); *г* − р. Суенга (Салаирский кряж); *д* − р. Удерей (Енисейский кряж); *e* − р. Фомиха (Салаирский кряж); *ж* − р. Яя (в районе г. Яя); *з* − р. Томь (в районе г. Новокузнецка); *u* − Николаевская россыпь (внизу слева) и р. Чебула.

В аллювиальных отложениях магистральных долин, расположенных в переходных (от гор к равнине) геоморфологических зонах, аккумулируется выносимое из областей денудации в большей степени мелкое (0,1–0,5 мм) и в существенно меньшей – тонкое (– 0,1 мм) золото [4]. Его фоновое содержание– 3–10 мг/м<sup>3</sup>. Наиболее благоприятна для концентрации такого золота верхняя часть руслового аллювия: фации кос и отмелей. Запасы отдельных косовых россыпей чаще незначительные (<10 кг Au), но содержания золота в них могут достигать нескольких г/м<sup>3</sup>. МТЗ преимущественно сильно уплощенное, чешуйчатое (см. рис. 1, ж–и). Частицы уплощены значительно сильнее, чем соразмерные им мелкие золотины из автохтонных россыпей. Значение коэффициента уплощенности (Ку) преобладающей части последних не превышает 4–5 единиц, тогда как аналогичный показатель МТЗ из аллохтонных аккумуляций составляет 10–12 единиц и часто

увеличивается до первых десятков (рис. 2). Минимальная ширина частиц самородного золота из автохтонных россыпей составила 0,07 мм, тогда как среди золота аллохтонных аккумуляций в заметных количествах отмечаются и более мелкие – шириной до 0,04 мм. Им свойственна сильная положительная корреляционная зависимость (R = 0,72–0,85) между поперечными размерами частиц и степенью их уплощенности, что указывает на хорошую отсортированность по гидравлической крупности и подтверждает важную роль гидродинамического фактора в их формировании.



Рис. 2. Диаграмма зависимости коэффициента уплощенности от ширины частиц самородного золота (по [4] с небольшими изменениями).

Нижняя диаграмма – фрагмент верхней. А, Б и В – поля диаграммы, преимущественного положения благородного металла из автохтонных россыпей (А), россыпных аккумуляций магистральных рек переходной геоморфологической зоны (Б) и вынесенного за пределы последней (В). Привязка выборок: *1* – руч. Матренка (Салаирский кряж), *2* – р. Катунь (вблизи г. Бийска), *3* – р. Томь (вблизи г. Новокузнецка), *4* – Николаевская Ti-Zr россыпь (юго-запад Чулымо-Енисейской впадины), *5* – руч. Кундустуюл (Кузнецкий Алатау), *6* – Тарская Ti-Zr россыпь, *7* – Ордынская Ti-Zr россыпь, *8* – Туганская Ti-Zr россыпь.

С целью исследования поведения золота на дальних ступенях миграционной лестницы осадочного цикла изучены типоморфные особенности и характер распределения самородного золота в комплексных Ti-Zr россыпях юга Западно-Сибирской равнины [5]. Три из них имеют прибрежно-морской генезис, а две сформированы в условиях аллювиальной предгорной равнины. Исходя из близости россыпеобразующих свойств минералов титана и циркона, с одной стороны, и МТЗ – с другой, естественно было ожидать максимально возможную концентрацию благородного металла именно в таких россыпях. Полученные результаты кратко сводятся к следующему.

Самородное золото представлено преимущественно тонкими (-0,1 мм) механически обработанными уплощенными частицами (см. рис. 1, 2). Уровень содержания самородного золота на продуктивный пласт составляет 5–30 мг/м<sup>3</sup>, валового – 8–140 мг/т. В самородном золоте этих россыпей, в отличие от золота рассмотренных автохтонных и аллохтонных россыпей, широко распространены очень высокопробные (990–1000 ‰) гипергенные разновидности в виде кайм, фаз и монозерен, кроме того, характерна широкая вариация пробности эндогенной матрицы. Вероятно, что в данном случае мы имеем дело с кластогенным хемогенно преобразованным благородным металлом, что укладывается в представление о рассеянии тяжелых рудных и акцессорных минералов в ходе механической миграции в водных потоках, на фоне которого на гидродинамических барьерах происходит их концентрация. Уровень содержания самородного золота в комплексных Ті-Zr россыпях в большей степени, чем минералов Ti и Zr, связан отрицательной зависимостью с расстоянием россыпей от питающих источников и положительной – со степенью гидродинамической переработки (гравитационного обогащения) [5].

Высокая степень рассеяния в ходе водной миграции тонкого и субмикроскопического золота косвенно подтверждается данными геохимического опробования аллювия пойменных и русловых фаций р. Колыма и донных осадков Восточно-Сибирского моря. По р. Колыма отобрано 12 проб в трех пунктах – в верхнем, среднем и нижнем течении. Они представлены песчано-галечным материалом, алевритами и илами. Относительно повышенные надкларковые содержания определены в двух пробах (4,1 и 7,1 мг/т); в остальных они не превышают кларковые (1,5–2,1 мг/т).

По результатам опробования на Au проб грунтов, полученных драгированием в 1960-х гг. нами составлена схематическая карта площадного распределения золота в верхнем слое донных осадков Восточно-Сибирского и Чукотского морей (рис. 3). Отквартовки выборочных проб любезно переданы нам еще в советское время Ю. П. Семеновым. Им же создана литологическая основа карты. Определение содержания золота проводилось в лабораториях ИГиГ СО АН. Результаты наиболее представительного (112 проб) спектрохимического определения приведены в таблице.



Рис. З Распределение золота в грунтах Восточно-Сибирского и Чукотского морей (схематическая карта грунтов составлена Ю. П. Семеновым).

*1*–7 – литологический состав грунтов: *1* – песок, *2* – песок алевритистый, *3* – алеврит песчанистый, *4* – алеврит *5* – алеврит глинистый, *6* – глина алевритистая, *7* – глина; *8* – содержание золота (мг/т) по данным спектрохимического (а), нейтронно-активационного (б) (ИГиГ СО РАН) и пробирного анализов (в).

Таблица	1.	Результаты спектрохимического	определения
---------	----	-------------------------------	-------------

Литологический состав осадков	Кол-во	Содержание золота, мг/т		
	анализов	интервал	среднее	
Песок алевритистый + алеврит песчанистый +	31	Не обн. – 15	5,7	
алеврит	51			
Алеврит глинистый	52	1,5–20	4,8	
Глина алевритистая	29	0,5–18	5,0	
Итого	112	Не обн. – 20	5,1	

Несмотря на определенную фрагментарность данных, они косвенно свидетельствуют о том, что положение о формировании аллохтонных повышенных концентраций тонкого и субмикроскопического золота на большом удалении от питающих областей недостаточно обоснованно. Эти данные не противоречат идее пространственной унаследованности повышенных концентраций золота в процессе геологической эволюции.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Нестеренко Г.В.</u> Прогноз золотого оруденения по россыпям. Новосибирск: Наука, 1991, 190 с.

2. <u>Нестеренко Г.В.</u>, Колпаков В.В. Мелкое и тонкое золото в аллювиальных автохтонных россыпях юга Западной Сибири // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 10. С. 1009–1027.

3. <u>Нестеренко Г.В.</u>, Колпаков В.В. Сепарация мелкого золота реками областей денудации // ДАН, 2008. Т. 423. № 5. С. 656–658.

4. <u>Нестеренко Г.В.</u>, Колпаков В.В. Аллохтонное самородное золото в предгорном аллювии юга Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые, 2010. № 5. С. 477–495.

5. <u>Нестеренко Г.В.</u>, Колпаков В.В., Бобошко Л.П. Самородное золото в комплексных Ті-Zr россыпях юга Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика, 2013. №12. С. 1905–1922.

6. <u>Шахов Ф.Н.</u> Основные направления научных исследований в золотоносных районах Сибири // Геология и геофизика, 1961. № 10. С. 89–100.

7. <u>Шахов Ф.Н.</u> Некоторые проблемные вопросы в исследовании золоторудных месторождений // Геология и геофизика, 1969. № 1. С. 16–21.

## УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВОГО, ЗОЛОТОУРАНОВОГО, ЗОЛОТОГО И РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОМ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.Д. Ножкин

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

На основе геологических и изотопно-геохимических данных выделены (млрд лет) мезопротерозойский (1,6–1,05), ранний (1,05–0,8) и поздний неопротерозойский (0,8–0,6) этапы магматизма и эволюции земной коры Енисейского кряжа. Показано, что Центральный металлогенический пояс с урановым, золотоурановым, золотым и редкометалльным оруденением контролируется Татарско-Ишимбинской системой разломов, где в посторогенный этап многократно (на рубежах 780, 750, 700 и 670–650 млн лет) проявился рифтогенный и внутриплитный магматизм. Выделены основные типы урановой, золотоурановой, золоторудной и редкометалльной минерализации, выявлена повышенная (вплоть до экономически значимой) золотоносность известных урановых месторождений и рудопроявлений и показана корреляция с эпохами заложения рифтогенных структур и проявлениями внутриплитного магматизма. В заключение сформулированы геолого-геохимические предпосылки формирования и прогнозирования золотоурановых и золоторудных месторождений.

мезопротерозой, неопротерозой, этапы рифтогенеза, внутриплитный магматизм, U, Au-U, Аи минерализация, Енисейский кряж

## CONDITIONS OF DISTRIBUTION AND GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL PREREQUISITES FOR THE FORMATION OF URANIUM, GOLD-URANIUM, GOLD AND RARE-METAL MINERALIZATION IN THE CENTRAL METALLOGENIC BELT OF THE YENISEY RIDGE

#### A.D. Nozhkin

Mezoproterozoic (1,6–1,05 Ga), Early Neoproterozoic (1,05–0,8 Ga) and Late Neoproterozoic (0,8– 0,6 Ga) stages of magmatism and the earth's crust evolution of the Yenisei Ridge are distinguished based on geological and isotope-geochronological data. It is shown that the Central metallogenic belt with uranium, gold-uranium, gold and rare-metal mineralization is confined to the Tatarka-Ishimbin fault system where repeated riftogenic and intraplate magmatism took place (at the turns of 780, 750, 700 and 670–650 Ma) during the postorogenic stage. The main types of uranium, gold-uranium, gold-ore and rare-metal mineralization are distinguished, increased (up to economically sound) gold content within known uranium deposits and ore manifestations is revealed. The correlation of mineralization with initiation stages of rift structures and manifestations of intraplate magmatism is also shown. Geological and geochemical prerequisites for the formation and forecasting of gold-uranium and gold-ore deposits are summarized.

Mesoproterozoic, Neoproterozoic, rifting stage, intraplate magmatism, U, Au-U, Au mineralization; Yenisey Ridge

Енисейский кряж – одна из наиболее интересных в геодинамическом И металлогеническом отношении докембрийских структур Сибирского В кратона. Центральном металлогеническом поясе кряжа известен ряд урановых, золотоурановых и крупных золоторудных месторождений. Выяснение природы уникальной рудоносности этого пояса и связи с процессами тектономагматизма, гидротермального метаморфизма и геохимическими характеристиками вмещающих пород являются ключевыми в решении проблем металлогении. На неразрывную связь эндогенных рудных концентраций с историей соответствующих блоков коры и эволюцией породообразующих систем, которые предшествовали и сопутствовали оруденению, указывал в своих трудах Ф. Н. Шахов [8].

# ЭТАПЫ МАГМАТИЗМА И ЭВОЛЮЦИИ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО БЛОКА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В МЕЗО- НЕОПРОТЕРОЗОЕ

В строении Енисейского кряжа выделяются два сегмента – Южно-Енисейский и Заангарский, разделенные субширотным Нижнеангарским разломом, к югу от которого развиты раннедокембрийский Ангаро-Канский блок и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн. Севернее р. Ангара выделяются Восточный и Центральный блок и Исаковский островодужный террейн, разделенные разломами. Гранитизированные гнейсы и сланцы кристаллического основания обнажаются только на поднятиях в Центральном блоке и характеризуются повышенными содержаниями U и Th: в гнейсах и кварцево-слюдистых углеродистых сланцах U – 3–7 г/т, Th – 17–24 г/т; в Na-К гранитоидах таракского типа U – 4– 10 г/т, Th – 30–95 г/т. В конце палеопротерозоя в бассейнах шельфового типа накапливались высокоглиноземистые и углеродистые терригенные отложения с повышенными концентрациями U и Th, а в зонах рифтогенеза формировались породы габбро-долеритовой формации с содержанием Au 3–5 мг/т, в сульфидизированных разностях до 0,5–1 г/т.

Центральный металлогенический пояс располагается в пределах Татарско-Ишимбинской системы разломов, отделяющих Центральный блок от Восточного (см. рисунок). Здесь многократно и наиболее контрастно проявлены тектономагматические процессы. На основе геологических и изотопно-геохимических данных выделены (в млрд лет): мезопротерозойский (1,6–1,05), ранний (1,05–0,8) и поздний неопротерозойский (0,8– 0,6) этапы магматизма и эволюции коры Енисейского кряжа.

В мезопротерозойский происходит формирование Преденисейского этап перикратонного прогиба, Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса в зоне заложения Татарско-Ишимбинской системы разломов [5] и накопление терригенных осадков (до 6-7 км) сухопитской серии. Вулканиты и углеродистые терригенные сланцы этой зоны являются золотоносными. Содержание Аи в сланцах 10-60 мг/т, в метабазитах 4-9 мг/т, в сульфидизированных разностях ЛО 0.1–1 г/т. Ранний неопротерозойский этап характеризуется проявлением гренвильского орогенеза, формированием синколлизионных (950–1050 млн лет) гранитогнейсовых куполов тейского типа И становлением позднеколлизионных плутонов каламинского типа (865-880 млн лет). В зоне воздействия этих плутонов на черносланцево-терригенные толщи образованы дорудные метасоматиты, среди которых размещены более поздние золоторудные месторождения. В эту же эпоху

происходит дальнейший рост Na-K гранитогнейсовых куполов, сопровождавшийся концентрацией U до 4–8 и Th до 40–60 г/т. В поздний неопротерозойский этап происходит развитие рифтогенных структур и проявление бимодального и внутриплитного субщелочного и щелочного магматизма в зоне Татарско-Ишимбинской системы разломов. Выделяются четыре эпохи формирования рифтогенных структур, сопровождавшихся внутриплитным магматизмом на рубежах 780, 750, 700 и 670–630 млн лет. Продукты магматизма этих эпох (млн лет) представлены базальт-плагиориолитовой (780), риолитбазальтовой (750), трахибазальт-трахитовой (700) и щелочно-пикритовой (650-670) ассоциациями [5-6]. Проявление магматизма происходило синхронно с накоплением терригенных отложений (млн лет) рыбинской (~800-780), верхневороговской (~750-725), орловской (~730-720), чингасанской (~725-700) и чапской (650-600) серий. В обрамлении этих структур одновременно с проявлениями вулканизма формировались дайки, гранитоидные и щелочные интрузии. Предполагается, что рифтогенный и внутриплитный магматизм связан с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад Родинии [6]. Полученные геологические и изотопно-геохимические данные позволяют приблизиться к пониманию природы уникальной рудоносности Центральной металлогенической зоны Енисейского кряжа.

## ОСНОВНЫЕ ТИПЫ УРАНОВОЙ, ЗОЛОТОУРАНОВОЙ, РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ТОРИЕВОЙ И ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЦЕНТРАЛЬНОМ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ, ОСОБЕННОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ С ЭПОХАМИ МАГМАТИЗМА

На Енисейском кряже в 1950–1980-е гг. выявлен ряд месторождений и рудопроявлений урана, тория и редких элементов, многие из которых при последующем геохимическом опробовании оказались золотоносными [3–4].

Урановое и золотоурановое оруденение размещено в рифтогенных вулканогенноосадочных образованиях верхневороговской (Верхневороговская грабен-синклиналь) и в терригенных отложениях чингасанской (Уволжский грабен, Индольские структуры) серий, а также в подстилающих комплексах зон структурно-стратиграфического несогласия в обрамлении рифтогенных структур (рис. 1). В Верхневороговской структуре выделяются три типа золотоурановой минерализации: 1) золотоносные урановорудные песчаники и свиты (тип месторождения Кедровое); алевролиты оленьинской 2) золотоносные урановорудные кислые эффузивы и туфогенно-терригенные породы ковригинской свиты (тип месторождения Оленье); 3) уран-золотоносные конгломераты ковригинской свиты. Оруденение связано с гидротермально измененными (кварц+хлорит+серицит+сульфиды) породами. Рудные тела первых двух типов имеют мощность от 0,5–2 до 5 м, содержание U в среднем от 0,08 % до 0,2 %, Au – от 0,5–2 до 10, изредка 20–29 г/т. В конгломератах содержание U 0,02–0,06 %, Au 0,1–0,5 г/т, до 1 г/т. Рудная минерализация вкрапленная, прожилково-вкрапленная, и представлена браннеритом, урановой смолкой, пиритом, халькопиритом, галенитом, молибденитом, самородным золотом.



Рис. 1. Неопротерозойские рифтогенные И внутриплитные комплексы, ypaновые, золотоурановые И золоторудные месторождения Центрального металлогенического пояса Енисейского кряжа.

1 – чехол (PZ-KZ); 2 – офиолиты и островодужные комплексы (NP); 3-4 - рифтогенные (NP) комплексы чингасанской (3) И верхневороговской серий (4); 5нерасчлененные комплексы докембрия; рифтогенные И внутриплитные комплексы: 6вороговский – траппы (Т), 7 – татарский – граниты (~630 млн. 8 лет). карбонатиты (≈650 млн лет), 9- чапинский щелочные пикриты (≈670 млн лет), 10 - среднетатарский - фойяиты, захребетнинский нефелиновые сиениты (700 млн лет), 11 захребетнинский – дайки сиенитпорфиров (а) и трахидолеритов (б) (700 млн лет), 12 – кутукасский – (690-700 млн лет), лейкограниты гурахтинский субщелочные 13 -(≈700 млн лет), граниты ковригинский – дайки риолитпорфиров (а) и габбро-долеритов (б) (≈750 млн лет). 14 -

аяхтинский – граниты, лейкограниты (750–760 млн лет); 15 – мезопротерозойская пикробазальтбазальтовая и плагиориодацит-базальтовая (780 млн лет) ассоциации Рыбинско-Панимбинского пояса; 16 – разломы (а), зоны разломов (б): И – Ишимбинская, Т – Татарская; 17 – урановые и золотоурановые месторождения и рудопроявления (1 – Кедровое, 2 – Оленье, 3 – Кутукасское, 4 – Ясное, 5 – Полярное, 6 – Тейское, 7 – Марсаловское, 8 – Северо-Тейское, 9 – Ногатинское и Осиновское, 10 – Дубовое); 18 – золоторудные узлы и месторождения золото-кварцевого типа (11 – 12 – Александро-Агеевский, 13 – Перевальнинский; 14 – Партизанский, 15 -Советский, Раздольнинский, 16 – Аяхтинский); 19 – золоторудные узлы (17 – Верхнеенашиминский (Олимпиадинский), 18 – Благодатнинский, 19 – Титамухтинский) и месторождения (20 – Ерудинское, 21 – Панимбинское, 22 – Товрикульское, 23 – Золотой ключ, 24 – Ведугинское, 25 – Кварцевая гора, 26 - Попутнинское, 27 - Боголюбовское, 28 - Золотое) золотосульфидного типа; 20 - сурьмяные месторождения (29 – Удерейское, 30 – Раздольнинское); 21 – редкометалльные месторождения и рудопроявления. Цифры в кружках: 1 – Верхневороговская грабен-синклиналь, 2 – Уволжский грабен, 3 – Тейско-Чапский прогиб. На врезке: 1 – Присаянский, 2 – Ангаро-Канский выступы фундамента; 3 – протерозойская окраинно-континентальная область Енисейского кряжа; заштрихованная область – офиолиты и островодужные комплексы аккреционного пояса.

В юго-западном обрамлении Верхневороговской грабен-синклинали золото-урановая минерализация развита в углеродистых кварцитах гаревской толщи (PR<sub>1</sub>) (тип рудопроявления Ясное). Оруденение находится во внешнем ореоле гранитогнейсового купола. Рудные тела мощностью 2-3 м, с содержанием U от 0,03-0,1 % до 0,3 % и Au 1-1,5 г/т содержат вкрапленность уранинита, браннерита, прожилки сульфидов с включениями золота. В разломе, ограничивающим Верхневороговскую структуру, находится месторождение Кутукасское. Пластообразные тела мощностью до 3 м содержат до 0,5 % U и от 0,1-3,8 до 10-22 г/т Аи. Рудная минерализация представлена уранинитом, урановой смолкой и вторичными соединениями U, а также сульфидами, включающими Au. Урановая минерализация (уранинит, браннерит) связана с формированием гранитогнейсового купола, а золотосульфидная – с процессом гидротермального метаморфизма, проявившимся вдоль зоны разлома [3].

Структуры Верхневороговского района расположены в области сочленения Татарско-Ишимбинской Юго-восточнее Уволжский грабен системы разломов. находится (см. рисунок). Здесь урановорудными и золотоносными являются гидротермальноизмененные конгломераты и песчаники лопатинской свиты чингасанской серии, а также филлиты и сланцы, развитые вдоль зоны разломов, ограничивающих Уволжский грабен. Прослеживаются они на расстояние около 85 км от долины р. Индола (приток р. Тея) до р. Чапа. К ним приурочены Тейское, Северо-Тейское, Марсаловское, Березовское, Дубовое и другие рудопроявления урана, а также Осиновское и Ногатинское месторождения урана в терригенных породах грабена, гранитоидах и метаморфических сланцах, контактирующих по надвигу с отложениями грабена. На продолжении этой же зоны располагаются уникальные золоторудные месторождения Олимпиадинское, Благодатское и др. Урановая минерализация в районе Уволжского грабена представлена урановой смолкой, коффинитом, урановыми чернями, вторичными урановыми соединениями. Содержание урана в рудах 0,03, реже 0,1–0,4 %. Сульфиды представлены пиритом, изредка арсенопиритом, халькопиритом и галенитом. Содержание золота в гидротермально измененных породах 0,05-0,1 г/т, в сульфидизированных разностях – от 1,6–2 до 9,0 г/т (Тейское рудопроявление) [4].

Обнаруженные проявления редкоземельно-уран-ториевой минерализации сосредоточены вдоль северной ветви Татарского разлома, ограничивающей с востока Уволжский грабен. Ширина зоны 5-10 км, общая протяженность от верховий рр. Черная и Захребетная (притоки р. Вороговка) до р. Чапа, верховий рр. Нойба, Уволга, Тея около 140 км. Эта зона пространственно совпадает с зоной развития щелочных пород в северозападной части Енисейского кряжа [5, 6]. В пределах Уволжского грабена и особенно Тейского рудопроявления среди грубообломочных отложений лопатинской свиты широко развиты кварц-полевошпатовые, барит-полевошпатовые метасоматиты с редкоземельноминерализацией, также более поздние альбит-карбонат-хлоритовые ториевой а метасоматиты с редкоземельно-уран-ториевой минерализацией [2]. Они предшествуют золотоурановой ассоциации березитового типа с повышенным содержанием Th и P3Э. Эти типы минерализации, а также полевошпатовые и апатит-полевошпатовые жилообразные тела распространены и в породах фундамента северо-востчного обрамления Уволжского грабена, прослеживаясь на расстояние около 50–60 км до истоков pp. Нойба и Бол. Алманакан. Основные минералы – концентраторами Th и редкоземельных элементов (РЗЭ) – торит, ауэрлит, ферриторит, уранпирохлор, апатит, монацит. В составе РЗЭ преобладают элементы цериевой группы [2]. В верховьях p. Нойба полевошпатовые образования пересекаются флюоритовыми жилами с редкоземельно-ториевой и урановой минерализацией. С флюоритом ассоциируют алюмофториды (усовит, прозопит, калькярлит, геарксутит), зуниит, топаз, диаспор, торит, оранжит, урановая смолка [2]. В зонах с полевошпатовыми метасоматитами развиты дайки сиенит-порфиров, бостонитов, нефелиновых сиенитпорфиров. Полевошпатовые метасоматиты в ассоциации с жильными щелочными сиенитпорфирами развиты и в северной части Верхневороговской структуры. Это уран-ториевая и золотоурановая минерализация на рудопроявлении Полярном и на p. Захребетная. Золотоурановая минерализация связана с зонами биотитизации и сульфидизации, накладывающейся как на полевошпатовые метасоматиты, так и на вмещающие кислые метавулканиты [3].

На основании изучения изотопного состава свинца урановых минералов установлено, что наиболее древний возраст (1100–1150 млн лет) имеет уранинит, развитый в кварцитах гаревской толщи (рудопроявление Ясное). Урановое и золотоурановое оруденение Верхневороговской грабен-синклинали, Уволжского грабена и структур ближайшего обрамления формировалось в период от 750 до 630 млн лет. Эти оценки ориентировочные, но они соответствуют эпохам проявления внутриплитного магматизма и развития рифтогенных структур в пределах Центрального металлогенического пояса.

Все месторождения золота Заангарской части Енисейского кряжа сосредоточены в пределах Центрального металлогенического пояса, в зоне влияния Татарско-Ишимбинской системы разломов и многократного проявления мезо- и неопротерозойского магматизма рифтогенного и внутриплитного типа [5]. Основные золоторудные месторождения, в том числе крупные – Олимпиадинское, Ведугинское, Советское, размещены в углеродистых сланцах нижних свит мезопротерозоя, характеризующихся повышенной (5–10 до 60 мг/т) «фоновой» золотоносностью. Попутнинское и ряд других месторождений и рудопроявлений золота находятся в осадочно-вулканогенных толщах Рыбинско-Панимбинского пояса. Ведущие типы золотого оруденения – золотокварцевый (месторождения Советское, Эльдорадинское, Васильевское и др.), золотосульфидный (Олимпиадинское, Благодатское, Ведугинское, Боголюбовское, Золотое, Попутнинское и др.), золотосурьмяный (Удерейское, Раздольнинское). На основе геохронологических исследований выявлена корреляция рубежей золотого и золотоуранового рудообразования с основными тектономагматическими событиями в регионе в позднем рифее [5]. Образование кварцево-жильных зон (месторождения Советское, Эльдорадинское и др.) (820–830 млн лет) коррелирует с эпохой формирования шарьяжно-надвиговых [1]. Эпоха формирования структур золотоарсенопирит-кварцевых руд (775-820 млн лет) близка ко времени заложения рифтогенных структур, формирования риодацитов (780 млн лет) и даек высокотитанистых диабазов Рыбинского участка. Образование золотосульфидных руд (700-720 млн лет) по

времени совпадает с заложением и эволюцией рифтовых структур (Уволжский грабен) (700– 720 млн лет), проявлением внутриплитного гранитоидного и щелочного магматизма (700– 690 млн лет). Эпоха золотосурьмяного оруденения сопряжена с этапом заложения приразломных грабенов и внедрения щелочно-ультраосновных и субщелочных гранитоидных интрузий (630–670 млн лет).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее важными геолого-геохимическими предпосылками для формирования и прогнозирования уранового и золото-уранового оруденения являются следующие:

1) размещение оруденения в раннедокембрийских блоках ранней консолидации, развитых в пределах складчатой области (Центральное, Приенисейское поднятия);

2) наличие Na-K гранитогнейсовых куполов полихронного развития, обогащенных U и Th;

3) развитие на постколлизионном этапе позднерифейских рифтогенных вулканотектонических структур и приразломных впадин с пестроцветными терригенными и углеродистыми отложениями, с бимодальным, субщелочным и щелочным внутриплитным магматизмом плюмового типа, характеризующимся высокой «фоновой» концентрацией U и Th;

4) приуроченность оруденения к краевым частям этих впадин, перекрывающих полихронные гранитогнейсовые купола с субщелочными интрузиями и высоким содержанием U и Th;

5) наличие обширных радиогеохимических аномалий и геохимических ореолов Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Bi, As, зон метасоматических изменений березитового, гумбеитового и кварцгидрослюдисто-карбонатного типов.

Для формирования золоторудных месторождений существенное значение имеют, очевидно, такие исходные условия:

 размещение месторождений в металлогеническом поясе между Ишимбинской и Татарской зонами разломов (между опущенным краем Сибирского кратона и протерозойской складчатой областью);

 проявление основного магматизма в этих зонах на границе PR<sub>1</sub> и PR<sub>2</sub> (индыглинский комплекс) и в мезопротерозое с формированием в троговой структуре Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса;

 стратиграфический и формационно-литологический контроль оруденения (терригенные и карбонатно-терригенные золотоносные углеродистые сланцы тейской и нижней части сухопитской серий), развитого в троговой структуре и связанного с гидротермальными процессами этапов постколлизионного внутриплитного магматизма;

4) повышенные содержания Au в базитах, туфах, черных углеродистых сланцах, кислых вулканитах K-Na типа;

5) проявление коллизионного K-Na гранитоидного (≈850 млн лет назад), внутриплитного и рифтогенного плюмового магматизма бимодального, субщелочного и щелочного типов на уровне 780, 750, 700 и 650 млн лет;

6) развитие рудообразующих и рудоконцентрирующих систем, формирующих экономически значимые месторождения.

Следует отметить, что на продолжении структур Тейского и Марсаловского урановых и уран-ториевых рудопроявлений (р. Уволга) [2] в сульфидизированных ураноносных конгломератах и песчаниках нами еще в 1968 г. впервые выявлены содержания Au от 1,6 до 9 г/т [4]. Через 40 лет при площадных литогеохимических работах здесь обнаружены геохимические аномалии с содержанием Au от 20-50 до 1000 мг/т и выше на огромной площади [7]. Протяженность аномальной зоны свыше 60 км – от верховий р. Уволга до правых притоков р. Тея. В пределах геохимических ореолов выявлено и оценено золотосульфидно-кварцевое оруденение с содержанием Аи до 8 г/т, в среднем 2-4 г/т (месторождение Золотое) [7]. Все эти данные вместе с установленной А. Д. Ножкиным, 1968–1969 гг. повышенной золотоносностью В. А. Гавриленко, А. Г. Мироновым в урановорудных зон Верхневороговской грабен-синклинали и Уволжского грабена свидетельствуют о высоких перспективах выявления новых промышленно значимых месторождений золота на огромной территории Центрального металлогенического пояса, в том числе к северо-западу от Олимпиадинского, Благодатного рудных полей, в междуречье Теи, Уволги, Чапы и Вороговки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Лиханов И.И.</u>, Козлов П.С., Полянский О.П., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Травин А.В., Вершинин А.Е. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по 40Ar-39Ar данным) // Докл. РАН, 2007. Т. 412. № 6. С. 799–803.

2. <u>Ножкин А.Д.</u> Редкоземельно-уран-ториевая минерализация района Уволжского грабена (Енисейский кряж) // Геология и геохимия урановых месторождений средней Сибири: Сб. науч. ст. Новосибирск. ИГиГ СО РАН, 1965. С. 81–95.

3. <u>Ножкин А.Д.</u> Урановое оруденение и золотоносность протерозойских вулканогенно-терригенных пород в зоне несогласия верхневороговской серии (Енисейский кряж) // Геология и геохимия урановорудных провинций Сибири. Новосибирск. ИГиГ СО РАН, 1990. С. 68–91.

4. <u>Ножкин А.Д.</u>, Гавриленко В.А., Миронов А.Г. Гидротермальные изменения и золотоносность грубообломочных отложений лопатинской свиты юго-восточной части Уволжского грабена (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1971. № 7. С. 24–33.

5. <u>Ножкин А.Д.</u>, Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2011. Т. 52. № 1. С. 158–181.

6. <u>Ножкин А.Д.</u>, Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, 2008. № 7. С. 666–689.

7. <u>Попов А.Л.</u> Прогнозно-поисковая модель золотосульфидно-кварцевого месторождения Золотое (Енисейский кряж) / Автореф. дис... к.г.-м.н . Санкт-Петербург, 2013. 21 с.

8. <u>Шахов Ф.Н.</u> Магмы и руды. Избранные труды. Новосибирск: ОИГГиМ. Труды. Вып. 82. 314 с.

## ТОПОМИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ПРОЕКЦИЯ ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ, РЕДКИХ И РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОЙ МАГМАТОГЕННОЙ СИСТЕМЫ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ, РОССИЯ) А.В. Округин<sup>1</sup>, А.И. Журавлев<sup>1</sup>, Г.В. Мохначевский<sup>1</sup>, К.З. Ибрагимов<sup>2</sup>

1– Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677007, г. Якутск, пр-т Ленина, 39, Россия; 2– ООО «Орион-Север»; 677015, г. Якутск, кв-л Энергетиков, д 4, Россия

Рассматриваются минералы благородных металлов, редких и радиоактивных элементов, часто образующие комплексные ассоциации в россыпях Центрально-Алданского района. Предполагается существование парагенетической связи между данными минералами, связанными с единой мантийной рудно-магматогенной системой, которая образует металлогенические ареалы (Au-Pt-U оруденение) и магматические серии различных субщелочных и щелочных пород.

золото, платина, минералы редких и радиоактивных минералов, рудно-магматические системы

## TOPOMINERALOGICAL PROJECTION OF THE PRECIOUS METALS, RARE AND RADIOACTIVE ELEMENTS ENDOGENETIC MINERALIZATION IN THE CENTRAL ALDAN MAGMATOGENE SYSTEM (ALDAN SHIELD, RUSSIA) A.V. Okrugin, A.I. Zhuravlev, G.V. Mokhnachevsky, K.Z. Ibragimov

The article considers minerals of precious metals, rare and radioactive elements, frequently forming complex associations in placers of the Central-Aldan region. It is assumed that there is a paragenetic relation between these minerals, connected with single mantle ore-magmatogene system creating metallogenic areas (Au-Pt-U mineralization) and magmatic series of various subalkaline and alkaline rocks.

gold, platinum, rare and radioactive mineral, ore-magmatic system

Центрально-Алданский рудный района (ЦАРР) рассматривается как целостная мезозойская сверхкрупная рудообразующая магматогенная система с весьма значительными ресурсами золотоурановых руд [7]. Если уникальные золоторудные месторождения здесь достаточно хорошо изучены и общеизвестны, то проявления минералов платиновой группы (МПГ), редких и радиоактивных элементов (МРРА) пока остаются слабо исследованными объектами. В предстоящим освоением месторождений Эльконского связи с золотоурановорудного узла вопрос о комплексном подходе к исследованию процессов формирования месторождений благородных, редких И радиоактивных элементов приобретает в этом районе особую актуальность.

На территории ЦАРР, кроме известной платиновой россыпи Инаглинского массива, установлена попутная платиноносность ряда золотоносных россыпей pp. Селигдар, Бол. Куранах, Якокит, Лев. Нимгеркан, Томмот, Ыллымах, Тимптон и их притоков [11, 14 и др.]. В последние годы в процессе производственно-испытательных работ ООО «Орион-Север» в аллювиальных отложениях Макылганского переката по р. Алдан (рис. 1) определены весовые концентрации комплекса благородных металлов и других рудных минералов редких и радиоактивных элементов, которые могут служить индикаторами рудоносных объектов в данном районе. В данном сообщении на основе сравнительного анализа типоморфных особенностей самородного золота, МПГ, МРРА и сопутствующих им минералов-спутников из Макылганского россыпепроявления с подобными минералами из других россыпных и рудных месторождений бассейна среднего течения р. Алдан мы рассматриваем возможные типы потенциально рудоносных коренных источников для таких комплексных благородно-редкометалльных россыпей.



Рис. 1. Схема расположения изученных Pt-Au россыпных и коренных месторождений с гистограммами пробности золота.

Звездочками показаны россыпепроявления: *1* – Макылганское, *2*–*6* – р. Тимптон; россыпи: *7* – руч. Тит, *8* – р. Бол. Куранах, *9* – р. Селигдар, *10* – р. Якокит; коренные месторождения: Ин – Инаглинский массив с россыпью платины, МП – месторождение им. П. Пинигина с золотосодержащими сульфидными рудами, ЭРУ – Эльконский золотоураново-рудный узел.

Самородное золото в Макылганском россыпепроявлении представлено хорошо окатанными пластинчатыми, уплощенными и комковатыми зернами размером 0,1–0,5, реже до 1–2 мм (рис. 2 а). Пробность золота по микрозондовым определениям 148 частиц варьирует от 720 до 990 ‰, в среднем 930 ‰. На гистограмме (см. рис. 1 а) наблюдается асимметричное распределение пробности металла с ярко выраженным пиком в области 80–980 ‰. В золоте, кроме типичного Ag, редко фиксируются примеси Cu и Hg до 0,5 %. Обнаружено также одно зерно палладистого золота, содержащее 12,98 % Pd, 0,83 % Pt, 1,26 % Ag и 5,51 % Cu.



Рис. 2. Рудные минералы из Макылганского (а-д) и Инаглинского (е) россыпепроявлений.

а – самородное золото; б – железистая платина; в – сперрилит; г – черный ферберит и коричневый касситерит; д – монацит; е – торианит.

По пробности и морфологическим особенностям золотины Макылганского проявления аналогичны таковым из россыпей р. Тимптон. Для россыпей, связанных с золоторудными месторождениями лебединского (р. Бол. Куранах) и куранахского (р. Селигдар) типа, характерно золото средней (800–900 ‰) и высокой (900–950 ‰) пробы [12]. Наличие золота весьма высокой (>950 ‰) пробности фиксировалось нами в аллювии р. Якокит, а также известно в сульфидных рудах, приуроченных к докембрийским метабазитам Аu-рудного месторождения им. П. Пинигина [5]. Пробность золота, часто встречающегося в платиноносной россыпи Инаглинского массива, варьирует в очень широком диапазоне (от 380 до 980 ‰), основной пик – 900 ‰ (см. рис. 1 ж). Даже в пределах

одной частицы часто наблюдаются микронеоднородности высокопробного золота и электрума. Электрум характеризуется повышенным содержанием примеси Hg 0,2–0,8 %, а среди высокопробного металла встречаются редкие зерна с примесью Hg до 1,5–3,4 %, хотя основное количество золотин практически не содержит Hg. Установлены единичные знаки палладистого (Pd до 1–3 %) весьма высокопробного золота [12].

Минералы платиновой группы Макылганского проявления представлены в основном Fe-Pt сплавами с микровключениями иридия и осмия, а также единичными знаками сперрилита PtAs<sub>2</sub> (см. рис. 2 в) и лаурита RuS<sub>2</sub>. Fe-Pt сплавы слагают хорошо окатанные выделения пластинчатой и уплощенной форм размером обычно не более 0,5 мм (см. рис. 2 б). По данным микрозондового анализа они содержат 79-95 % Pt, 1,4-9,7 % Fe, до 10,7 % Ir и примеси других ЭПГ, Ni и Cu (табл. 1). На диаграмме Pt – (Fe+Ni+Cu) – (Ir+Os+Rh+Ru+Pd) с развернутой Си-системой (рис. 3 a) составы Макылганских Fe-Pt сплавов попадают в поле Инаглинского массива, но изоферроплатины В отличие ОТ последней имеют неупорядоченную гранецентрированную решетку. Согласно классификации Fe-Pt сплавов, макылганская платина относится к железистой. Некоторая часть платиновых металлов с низким количеством примесей отклоняется в сторону поля самородной платины. Они характеризуются повышенными содержаниями Си (до 5,1%) и приближаются к составу искусственного интерметаллида Pt<sub>7</sub>Cu с упорядоченной структурой, т. е. здесь имеется вероятность обнаружения нового минерального вида. На другой мультидиаграмме (Pt+Pd+Fe+Ni+Cu) – (Ir+Os) – (Rh+Ru) с развернутой Pd-системой (см. рис. 3 б) макылганская железистая платина также попадает в поле Инаглинской изоферроплатины. Составы железистой платины из россыпей рр. Селигдар и Чара несколько отличаются более высокими содержаниями Ru, Rh, Pd, Fe, и Cu. Таким образом, можно предположить обнаружение в данном районе неустановленного коренного источника платины, близкого по геохимической специализации Инаглинскому массиву. Лёллингит FeAs<sub>2</sub> в шлихах Макылганского проявления довольно часто встречается в виде слабо окатанных обломков зерен (см. рис. 2 г) размером 0,1–0,5, редко до 1 мм. В минерале установлены примеси Со (до 4,2%), Ni (до 6%), S (до 3,4%), которые на диаграмме составов попадают в поля диарсенидов из сульфидных руд PGE-Cu-Ni месторождений Норильского района и частично Кобальт, Канада (рис. 4). Лёллингит из Со-Си-колчеданных месторождения руд Ишкининского месторождения приуроченного к ультрамафитам Урала отличается высоким содержанием Ni. Лёллингит, появляющийся на более поздней метаморфогенногидротермальной стадии образования золотоносных сульфидных руд месторождения им. П. Пинигина на Алданском щите [5], характеризуется низкими содержаниями Со и Ni (не

более 0,п %). Образование лёллингита из Макылганского проявления с высоким содержанием примеси Ni можно объяснить его высокотемпературным генезисом.



#### Рис. 3. Тройные мультидиаграммы составов для минералов платины:

a – Pt – Ir+Os+Rh+Ru+Pd – Fe+Ni+Cu и PGE – Fe+Ni – Cu;

#### б – Pt+Pd+Fe+Ni+Cu – Ir+Os – Rh+Ru и Pt+Fe+Ni+Cu – Ir+Os+Rh+Ru – Pd.

*I* – Макылганское россыпепроявление р. Алдан; 2 – р. Чара; 3 – р. Селигдар; 4 – россыпь Инагли; 5 –
р. Вилюй; 6 – границы разделяющие поля самородной платины (I), железистой платины с
изоферроплатиной (II), тетраферроплатины (III), туламинита (IV) и хонгшиита (V); 7 – точки стехиометрических составов платины и интерметаллидов Pt, Fe и Cu.

### Таблица 1. Представительные анализы платины Макылганского россыпепроявления (мас.%)

№ ан.	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Си	Сумма
Самородная платина										
40	93,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	1,38	0,00	4,32	99,27
58	92,97	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	2,73	0,00	3,33	99,08
42	94,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	3,72	0,00	0,63	99,38
48	92,67	0,00	0,09	0,00	0,00	0,14	4,34	0,00	2,55	99,78
Железистая платина										
56	84,70	3,76	0,14	0,00	0,19	0,11	6,46	0,10	2,83	98,29
19	84,35	5,58	0,80	0,05	0,04	0,00	6,90	0,24	1,74	99,70
55	78,82	8,32	0,99	1,01	0,09	0,21	7,15	0,11	1,62	98,32
9	79,77	10,66	0,75	0,48	0,28	0,09	7,83	0,12	0,44	100,40
53	79,90	5,00	1,36	0,56	2,32	0,00	8,09	0,11	0,77	98,11
31	84,67	4,82	0,50	0,00	0,00	0,17	8,23	0,17	0,75	99,30
22	83,21	5,04	0,75	0,31	0,14	0,28	8,60	0,15	0,80	99,28
33	86,99	2,17	0,09	0,00	0,00	0,33	8,74	0,20	0,27	98,79
32	89,52	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	9,14	0,01	0,06	98,76



Рис. 4. Состав диарсенидов Fe-Co-Ni. *1* – Макылганское проявление; *2* – Ишкинское месторождение [8]; *3* – месторождения Норильского района [14]; *4* – месторождения Кобальт, Канада по [14]; *5* – изотермы сольвуса по [8]

Ферберит (FeWO<sub>4</sub>) встречается в виде единичных черных обломков зерен, содержащих около 78 % WO<sub>3</sub>, 19–21 % FeO, примеси MnO около 0,35 %, HfO<sub>2</sub> 0,25 % и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,25–0,57 %. Шеелит (Ca[WO<sub>4</sub>]) представлен полупрозрачными, слабоокрашенными зернами, состоящими из 19–20 % CaO и 79–80 % WO<sub>3</sub> с примесью MoO<sub>3</sub> 0,1–1,4 %. Касситерит отмечается в виде мелких (до 1 мм) хорошо окатанных зерен буровато-красного и темно-коричневого цвета (см. рис. 2 г). В них постоянно отмечаются примеси: Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,1–1,1 %, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,1–0,8 %, FeO до 0,5 %, CaO 0,8–0,9 %. Шеелит и вольфрамит в парагенезисе с касситеритом – обычные минералы высокотемпературных Sn-W грейзенов и рудных жил, связанных с кислым магматизмом.

Одним из наиболее распространенных минералов во всех россыпях является циркон с постоянной примесью HfO<sub>2</sub> около 1 %. В Макылганской россыпи, кроме того, фиксируются единичные желтовато-бурые зерна редкого минерала бадделеита (ZrO<sub>2</sub>), содержащего примеси HfO<sub>2</sub> до 1,4 % и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 0,4 %. Здесь часто встречается монацит в виде мелких (до 0,5 мм) окатанных зерен, окрашенных в разные желто-коричневые тона (см. рис. 2 д). В нем определены основные компоненты (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 26–29, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>28–35, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>9–16, 7 ThO<sub>2м</sub> 3,7–17 %) и примеси (Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,1–1,6, UO<sub>2</sub> 0,2–1,3, HfO<sub>2</sub> 0,2–0,8, CaO до 1–2 %). Иногда в монаците диагностируются микровключения (до первых десятков мкм) торита, состоящего из 50–59 % ThO<sub>2</sub>, 13–15 % SiO<sub>2</sub>, 3–4 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 2–4 % La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 7–10 % Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1–5 % Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, до 1 % UO<sub>2</sub> и до 3 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Находки ураноторита, содержащего 6 % UO<sub>2</sub> и 46,6 % ThO<sub>2</sub>, были описаны также в эгирин-альбитовых зонах и миаролах пегматитов Инаглинского массива [6].

В россыпи Инаглинского массива нами изучены минералы ураноторианита, встречающегося в шлихах в виде единичных черных кубических и кубоктаэдрических

кристалликов размером до 1 мм (см. рис. 2 е). Они состоят в основном из 47–70 % ThO<sub>2</sub> и 27– 47 % UO<sub>2</sub>, содержат незначительные примеси Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 2 %), Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 0,6 %) и PbO (≈1 %). Известны проявления в рудах Эльконского горста, Куранахской впадины, Рябиновского массива, Самолазовского месторождения урановой минерализации, представленной браннеритом, уранинитом, настураном, ураноносными битумами и лейкоксеном [1, 7, 8].

По мнению Е.П. Максимова с соавторами [7], рудные объекты ЦАРР являются производными мантийных обогащенных К, Аи и U магматических расплавов, из коровых и подкоровых очагов которых поступали разноглубинные серии щелочных и субщелочных магматитов с флюидными золотоураноносными растворами. Рябиновский массив рассматривается как рудно-магматическая система, несущая оруденение золотопорфировой формации с платиновой минерализацией [4]. Такая ассоциация пород, в которых кроме щелочных сиенитов участвуют дифференциаты мантийной щелочно-пикритовой магмы – шонкиниты [10], характерна и для Инаглинского дунит-клинопироксенит-шонкинитового зонально-кольцевого массива – источника золотоплатиновой россыпи [12].

В заключение отметим, что на юге-востоке Сибирской платформы в ультраосновных щелочных массивах центрального типа с карбонатитами широко проявлено уран-торийредкометалльное оруденение обусловленное развитием апатита, циркона, бадделеита, монацита, пирохлора, ортита, ураноторианита и др. в карбонатитах, метасоматитах и альбититах [3]. Подобная ассоциация благородных металлов, минералов редких и радиоактивных элементов нами изучена в алмазоносных россыпях бассейна р. Анабар на платформы, северо-востоке Сибирской где широко развиты щелочные базитультрабазитовые комплексы с карбонатитами [13]. Таким образом, в связи с освоением уникальных Томторской и Эльконской групп месторождений редких и радиоактивных сопровождающихся благороднометалльной минерализацией, продолжение элементов, комплексных топоминералогических исследований на данных территориях приобретают особое значение.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Бойцов В.Е.</u>, Пилипенко Г.Н. Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия) // Геология рудных месторождений, 198. № 4. С. 354–369.

2. <u>Генкин А.В.</u>, Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 234 с.

3. <u>Горошко М.В.</u>, Гурьянов В.А. Уран-редкометалльное оруденение в массивах ультраосновных щелочных пород юго-востока Сибирской платформы // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. № 2. С. 76–91.

4. <u>Кочетков А.Я.</u> Рудоносность щелочных массивов Алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфировое месторождение // Тихоокеанская геология, 2006. № 1. С. 62–73.

5. <u>Кравченко А.А.</u>, Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. Геология и генезис докембрийских золотоносных метабазитов центральной части Алдано-Станового щита (на примере месторождения им. П. Пинигина). Якутск. РИЦ «ОФСЕТ». 2010. 148 с.

6. <u>Кравченко С.М.</u>, Власова Е.В. О редкометальной минерализации, связанной с нефелиновыми сиенитами щелочной провинции Центрального Алдана // ДАН СССР, 1959. Т. 128. № 5. 1046–1049.

7. <u>Максимов Е.П.</u>, Уютов В.И., Никитин В.М. Центрально-Алданская золотоурановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология, 2010. № 2. С. 3–26.

8. <u>Мигута А.К.</u> Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений, 1997. № 4. С. 323–343.

9. <u>Мелекесцева И.Ю.</u>, Зайков В.В., Тесалина С.Г. Сульфоарсениды и арсениды кобальта, железа и никеля в рудах Ишкинского кобальто-медно-колчеданного месторождения (Южный Урал) // ЗВМО, 2003. № 5. С. 66–77.

10. <u>Округин А.В.</u> Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромититовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. № 2. С. 63–75.

11. <u>Округин А.В.</u>, Ким А.А. Топоминералогия платиноидов из россыпей восточной части Сибирской платформы // Редкие самородные металлы и интерметаллиды коренных и россыпных месторождений Якутии. Якутск. ЯНЦ СО РАН. 1992. С. 77–102.

12. <u>Округин А.В.</u>, Журавлев А.И., Мохначевский Г.В. Минералого-геохимические и морфологические особенности россыпного золота юго-восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология, 2013. № 5. С. 19–27.

13. <u>Округин А.В.</u>, Земнухов А.Л., Иванов П.О. Минералы редких и радиоактивных элементов в комплексных золото-платина-алмазоносных россыпях бассейна р. Анабар // Наука и образование. Якутск. 2014. №1.

14. <u>Разин Л.В.</u>, Васюков В.С., Избеков Э.Д., Миронов Е.П. Россыпная платиноносность Центрально-Алданской металлогенической области // Платина России. М.: Геоинформарк, 1994. С. 159–165.

## О ПРОСТРАНСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ КОРЕННОЙ И РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ КАРИЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) С.Р. Осинцев, В.В. Колпаков

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

В пределах старейшего Карийского рудного поля проявлено мезозойское оруденение от золото-сульфидно-кварцевого до золотосодержащего полиметаллического типов. Наиболее продуктивна золото-кварц-актинолит-магнетитовая стадия минерализации, более всего проявленная на месторождении Новинка. Для руд характерно повышенное количество россыпеобразующего (>0,25 мм) высокопробного (среднее 940‰) золота. Эти особенности рудного золота, как и особенности золота других месторождений рудного поля (Амурская дайка, Пильненское и др.) отчетливо проявляются в аллювиальном золоте соответствующих отрезков россыпей р.Кара, р.Ивановка.

россыпь, самородное золото, золотое оруденение

## ON SPATIAL AND GENETIC RELATIONSHIPS OF NATIVE AND ALLUVIAL GOLD CONTENT CARIAN ORE FIELD (EASTERN TRANSBAIKALIA) S.R. Osintsev, V.V. Kolpakov

Within the oldest Carian ore field shown Mesozoic mineralization from the gold-sulfide-quartz to gold-bearing polymetallic types. The most productive gold-quartz-actinolite-magnetite stage mineralization is most manifest in the Novinka deposit. For ores is characterized by an increased amount relatively large (>0.25 mm) fineness (average 940‰) of gold. These features of the ore-gold, as characteristics of other gold deposits of the ore field (Amur dyke, Pilnensky and others) can be clearly seen in alluvial gold of the respective segments of placers of Cara, Ivanovka valley.

gold placer, native gold, gold mineralization

С открытия геологом Павлуцким А.И. в 1837–1838 годах богатой россыпи по реке Кара началось освоение Карийского рудного поля. Карийская россыпь являлась одной из самых крупных по своим запасам (порядка 50 тонн) в Восточном Забайкалье. Открытие основных коренных месторождений рудного поля – Дмитриевское, Новинка, Амурская дайка, Пильненское, Сульфидное произошло в первой половине XX века. В дальнейшем, большой вклад в изучение рудно-магматических систем и условий формирования золотоносных структур Карийского рудного поля был привнесен исследованиями В.Л. Литвинова, Ю.В. Ляхова, В.А. Гнилуши, А.М. Спиридонова и Л.Д. Зориной, а по отдельным аспектам геологии, тектоники, геохимии и геоморфологии: Ю.А. Зориным, Т.Б. Колосовой, Ю.В. Онищук, С.П. Летуновым, А.В. Татариновым, А.К. Тулохоновым, В.Е. Тупяковым, Г.А. Юргенсоном и др.

Карийское рудное поле расположено в зоне Монголо-Охотской сутуры, отделяющей область протерозоид Становой зоны от ранних мезозоид Восточного Забайкалья. Геологическая и металлогеническая специфика района, известного под названием Пришилкинской подвижной зоны, определилась в результате коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов при закрытии Монголо-Охотского океана на рубеже ранней и средней юры. В это время в Пришилкинском фрагменте формируется Шилкинский свод, к северо-западной части которого и приурочено Карийское рудное поле [3]. В пределах него выделяется одноименная купольно-кольцевая (купольно-глыбовая) структура, центральная часть которой представлена жестким приподнятым блоком, сложенным Кара-Чачинским массивом гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса мезозойского возраста и, частично, вмещающими его гнейсо-гранитами протерозойского возраста. Особенности пространственного размещения минерализации заключаются в тесной ее связи с интрузиями щелочных пород и с процессами щелочного метасоматоза. Северо-западная часть характеризуется наличием кольцевых разломов и значительной насыщенностью позднеюрско-раннемеловыми комплексами магматических пород, проявлениями дайковых образований разного состава, щелочными породами и ареалами метасоматоза, а также максимальным развитием рудных образований. Главенствующую роль в локализации золоторудных месторождений [5] отволят золотоносным налвиговым зонам автокластического меланжа (зоны тектонических брекчий) с образованием рудных минеральных парагенезисов в трещинах и оторочках блоковых отторженцев, а также в межблоковых динамометаморфитах. По представлениям С.П. Летунова [2], активный режим формирования рудных тел и рудных столбов обусловлен динамическим воздействием неглубокозалегающей кровли Кара-Чачинского гранитоидного массива, составляющего ядро Карийской рудно-магматической системы.

В пространственном отношении Карийское рудно-россыпное поле приурочено к золото-молибденовому поясу северо-восточного простирания. В пределах этого пояса располагается большинство продуктивных золотоносных и золотосодержащих проявлений, отмечаются обогащенные участки россыпей. На площади Карийского рудного поля выявлены основные золотопроявления: Дмитриевское, Новинка, Сульфидный, Амурская дайка. Пильная и ряд более мелких. По последним данным, оруденение связывается с коллизионными магматитами более позднего амуджикано-сретенского комплекса, формирование дайковой серии которого завершается в позднеюрскую. наиболее продуктивную в металлогеническом отношении эпоху [4]. Наибольший интерес среди пород дайковой серии представляют наиболее поздние проявления гибридных порфиров, (грорудитов), с которыми связывается оруденение района. В возрастном отношении были выделены следующие формации: ранняя золотосульфидно-кварцевая, ограниченно распространенная на площади рудного поля, далее следует молибденит-серицит-кварцевая с наложенным золотым оруденением поздних этапов, прослеживающаяся в виде протяженного линейного пояса северо-восточного простирания в полях развития порфировидных гранитоидов. Следующая, поздняя, сложная золотосульфидно-кварцевая (продуктивная) формация, с последовательно образованными типами оруденения: золото-кварцтурмалиновым, золото-кварц-актинолит-магнетитовым, золото-кварц-арсенопиритовым и полиметаллическим, каждый из которых преимущественно развит на отдельных

месторождениях (участках), где доминировала та или иная стадия минерализации. В целом, золоторудная минерализация приурочивается к золото-молибденовому поясу и представлена полосами развития субпараллельных рудных жил и жильных зон, имеющих сложное строение и изменчивую мощность. Всего в пределах рудного поля насчитывается более 130 рудных жил и рудоносных зон общей мощностью до 80–100 м и протяженностью от 100–150 до 2000 м.

В составе кварц-турмалин-сульфидной стадии, развитой на Дмитриевском, Пильненском и Сульфидном месторождениях, в участках, обогащённых пиритом в составе минеральной ассоциации отмечаются молибденит, висмутин, халькопирит, сульфосоли и золото, которое связано главным образом с пиритом, реже образует весьма мелкие включения в кварце. Следующая кварц-актинолит-магнетитовая стадия более всего проявлена на участке Новинка, реже встречается в рудных жилах участков: Магнитный, Сульфидный, Пильная. Она содержит в своем составе минералы сульфидно-сульфосольной группы – халькопирит, марказит, висмутин, тетрадимит (Bi<sub>2</sub>Te<sub>2</sub>S), сульфосоли Bi, теллуриды Аи и Ад, Аu, редко отмечаются пирит, пирротин, блеклые руды и др. Самородное Au в виде выделений различной крупности наблюдается в срастании с висмутином, тетрадимитом, самородным Ві, образует вкрапленность или выделения по трещинками в агрегатах магнетита, актинолита, кварца и шеелита. В составе поздней стадии продуктивной сульфидно-кварцевой формации, полно проявленной на участке Сульфидный, выделяются пирит-арсенопиритовая и пирит-халькопиритовая минеральные ассоциации. Первая большей частью накладывается на более раннюю кварц-турмалин-сульфидную. Помимо шеелита и карбоната, в ассоциации присутствует примесь пирита, халькопирита, леллингита, арсенидов  $(Pb_2Bi_2S_5),$ кобальта, висмутина, козалита галенита, блеклых руд, сфалерита, тонкодисперсного золота [4]. Характерно нахождение золота в кристаллах и зернах арсенопирита, реже отмечается видимое золото в кварце. Пирит-халькопиритовая ассоциация чаще развита в кварц-пирит-турмалиновых жилах Дмитриевского И Пильненского месторождений, обособленно – на Амурской дайке, где в гибридных порфирах и вмещающих их кварцевых диоритах в сериях прожилков кварцевого и кварцсульфидного состава отмечается видимое золото. Полиметаллическая стадия проявлена в незначительной степени на участках Новинка, Сульфидный и чуть более развита на Барановском, Ивановском. В ее составе кроме кварца (чаще халцедоновидного) отмечаются вкрапления и гнездовые скопления пирита, халькопирита, галенита и сфалерита. Встречаются мелкие участки, локально обогащенные не россыпеобразующим золотом.

Основное количество золота из россыпей Карийской группы (25 т) было добыто в первые годы их освоения со средним содержанием золота в верхнем 4-х км отрезке р. Кара от 5,4 до 7,8–9,6 г/м<sup>3</sup> и более. Линейная продуктивность здесь составила 2,5 т/км, в среднем течении она постепенно снижается до 2,0 т/км. Ниже бывшего пос. Нижняя Кара продуктивность россыпи до самого устья уже существенно снижается, наряду со снижением содержания золота в пласте.

Сравнение минералогического состава шлиховых проб аллювия, делюво-элювия и протолочных проб ИЗ рудных образований показало ИХ тождественность. В минералогическом спектре шлихов из Карийской россыпи отмечается повышенное весовое (35,1-46,8%) содержание магнетита, что связано с развитием в верхней части россыпи кварц-магнетит-актинолитовой ассоциации. В Ивановской россыпи, берущей свое начало с юго-западного фланга Дмитриевского месторождения, при более пониженном содержании магнетита (20,2–28,2 %), напротив, повышается содержание таких минералов как: ильменит (11,1-16,7 %), гематит (6,3-7,8 %), турмалин (4,2-6,6 %), циркон (2,5-11,35 %), шеелит (2,2-2,4 %), висмутин (1,0-2,2 %) и пирит (зн.-0,1 %), что связывается с развитием кварцтурмалин-сульфидной и сульфидно-кварцевой продуктивных ассоциаций, содержащих как тонкое, так и россыпеобразующее золото. Руды кварц-магнетит-актинолитового состава участка Новинка содержат довольно часто включения видимого золота размером до 2–3 мм, редко более, и висмутовых минералов (до 1–2 мм) [1]. Крупное видимое золото заключено в серии прожилков кварцевого и кварц-сульфидного состава, рассекающих гибридные порфиры месторождения Амурская дайка, расположенного в днище долины р. Кара и являющиеся прямым поставщиком россыпеобразующего золота на этом участке (табл. 1). Из данных таблицы видно, что наибольший вклад золота крупнее 0,25 мм привнесен за счет эрозионного среза участков Новинка и Амурская дайка.

Obj. arm	Гранулометрические классы (мм)							
Oberm	-0,1	-0,25	-0,5	-1,0	-2,0	+2,0	+0,25-5,0	
Новинка,	14.0	11.0	28.0	22.0	16.0	0.0	75.0	
Амурская дайка	14,0	11,0	28,0	22,0	10,0	,0	75,0	
Дмитриевское,	55.6	22.0	11.4	6.8	3.2	1.0	22.4	
Сульфидный	55,0	22,0	11,4	0,0	5,2	1,0	22,7	
Пильненское	65,0	17,2	11,8	4,9	1,1	-	17,8	
Россыпи	1,2	31,7	34,1	17,7	7,8	7,5	66,1	
Террасы	3,0	37,7	41,8	11,9	5,3	0,3	59,3	

Таблица 1. Гранулометрический состав самородного золота Карийского рудного поля

Установлено наличие рассеянного самородного золота и в разрезах рыхлого чехла склонов. Золото транспортируется в долину в результате преобладающего плоскостного сноса (смыва), в процессе расширения долин (разработки русла) и соответствующего «подрезания» берегов и концентрируется в долине по гидравлической крупности. В генетическом отношении важным критерием типоморфных особенностей золота является его пробность. На территории рудного поля отмечаются близкие значения пробности коренного, элювиального, делювиального и россыпного золота, заключенные в основном в сравнительно узком диапазоне вариаций – от 800 до 960 ‰ (табл. 2).

Привязка: р. Кара	n	Au, ‰	Cu, Hg, %
Выше Новинки	14	716-940 (819)	Нд – до 0,26 (0,11)
	3	802; 852; 855	Hg: 0,28
	5	586-927 (756)	
Напротив Новинки	16	876-973 (928)	
500 м ниже Новинки	7	940-971 (958)	
1 км ниже Новинки	12	896-951 (922)	Hg: 0,19
	15	872-975 (936)	Hg: 0,18; 0,24
2 км ниже Новинки	2	978; 982	
	24	796-987 (959)	Hg: 0,3; 0,31 Cu: 2,2%
На Амурской дайке	16	855-990 (950)	
Напротив Пильненского	6	916-981 (950)	Hg: 0,34; 0,58; 0,53
	7	827-984 (894)	Hg: 0,22; 0,24; 0,4
	13	839-986 (885)	Нд – до 0,75 (0,34)
р. Ивановка	5	836-975 (948)	Cu 0,21
Рудное золото: Новинка	11	776-980 (940)	Cu 0,12; Hg 0,11; 0.22,
Сульфидный		948; 993	Cu: 0,18

Таблица 2. Состав золота Карийского рудного поля

Примечание: в скобках – среднее значение пробности.

На Дмитриевском месторождении наибольшее количество золота имеет пробность 890–960 ‰ при общем колебании 770–960 ‰. Элементами-примесями в рудах и метасоматитах являются: Fe, Cu, As, Ni, W, Hg, Pt, Pb, Zn, Te. На Пильненском месторождении по химическому анализу в золоте с пробой 867 ‰, кроме серебра, содержатся примеси: Cu (до 2 %), Pb (до 1 %), Zn (0,3 %), Sb (до 0,1 %). Для Новинки характерно преобладание золота с пробностью 920-950 ‰. Спектральным анализом в нем обнаружены примеси: Ag 0,003 %, Fe 0,007 %, Pb 0,006 %, Ti 0,005 %, V, Cu, Cr 0,001 %. На Амурской дайке доминирует золото пробности 940-970 ‰. Обращает на себя внимание наличие в самородном золоте примеси ртути в небольших количествах в элювии склоновых отложений выше начала Карийской россыпи и в верхней части самой россыпи. Киноварь в единичных знаках отмечается в ряде шлихов почти во всех россыпях рудного узла. Возможно, это связано с локальным проявлением более молодого оруденения. Вниз по течению в россыпи отмечается слабое повышение средней пробности, достигающей в приустьевой части р. Кара, перемывающей здесь нижнемеловые конгломераты (россыпь Целик) до 963 ‰ и выше. Химанализом в этом золоте установлены примеси: Ag 2,95 %, Fe 0,06 %, Си 0,05 %, Аз 0,025 %, следы Те, которые устанавливаются и в долинных россыпях. Таким образом, в пределах Карийского рудного поля отчетливо проявлена как пространственная, так и генетическая связь россыпей с коренными источниками, достаточно хорошо изученными. Богатство золотых россыпей Карийской группы обусловлено эрозионным срезом (до 300 м) богатых рудогенных источников.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Колосова Т.Б.</u>, Онищук Ю.В. О новом типе золотого оруденения в Восточном Забайкалье // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970. № 10. С. 78–88.

2. <u>Летунов С.П.</u> Структуры золоторудных месторождений юга Восточной Сибири: самоорганизация тектонодинамических систем во флюидизированных средах. Иркутск: Издво ИГУ, 2012. 283 с.

3. <u>Полохов В.П.</u>, Евсеев Ю.П., Грабеклис Р.В. и др. Особенности и условия локализации рудных районов и узлов, связанных с активизацией протерозойского основания Восточного Забайкалья (на примере Усть-Карского района) // Металлогенический анализ в областях активизации. М.: Наука, 1977. С. 122–165.

4. <u>Спиридонов А.М.</u>, Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: ГЕО, 2006. 291 с.

5. <u>Татаринов А.В.</u>, Яловик Л.И., Яловик Г.А. Золотое оруденение в надвиговых структурах Монголо-Охотского коллизионного шва (Пришилкинская и Онон-Туронская зоны) // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. № 3. С. 22–31.

УДК 553.411:553.044:[551.242.31+551.242.4](575)

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ТИПИЗАЦИЯ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ТЯНЬ-ШАНЯ (КЫРГЫЗСТАН)

#### Н.Т. Пак, Е.А. Ивлева

Институт геологии НАН КР; 720481. г. Бишкек. ул. Эркиндик 30, Кыргызстан

Территория Кыргызстана сложена горной системой Тянь-Шань. Сложная многоэтапная история развития Тянь-Шаня обусловила формирование в различных геодинамических обстановках различных типов месторождений золота. На площади всего 200 тыс. км<sup>2</sup> находится около 100 месторождений и множество проявлений золота. В Кыргызстане одно гигантское (Кумтор) и семь крупных месторождений с запасами золота более 70 т. Эти месторождения условно можно разделить на три группы: золотомедно-порфировые; в парагенезизе с интрузиями; в осадочных и метаморфических толщах.

геодинамическая обстановка, золото, метасоматит, запасы, прогнозы

## GEODYNAMIC SETTINGS AND TYPIFICATION OF LARGE GOLD DEPOSITS WITHIN THE TIAN SHAN (KYRGYZSTAN) N.T. Pak, E.A. Ivleva

The territory of Kyrgyzstan is composed of the Tian Shan mountain system. The complex multistage history of the Tian Shan development resulted in the formation of various geodynamic settings of different gold deposits. About 100 gold deposits and a great number of gold occurrences are located on the area of only 200,000 km<sup>2</sup>. Kyrgyzstan has one giant deposit (Kumtor) and 7 large fields with gold reserves of more than 70 tons. These deposits can be conditionally divided into 3 groups: gold-copper porphyry; to be in paragenesis with intrusions; to be in sedimentary and metamorphic strata.

geodynamic setting, gold, metasomatite, reserves, forecast

#### КРУПНЫЕ ЗОЛОТОМЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этой группы развиты на севере Кыргызстана и образуют субширотный золотомедно-порфировый пояс (рис. 1), связанный с островодужной обстановкой и активной континентальной окраиной [2].

Месторождение Талдыбулак относится К типичным медно-порфировым, сформированным в островодужных обстановках. Ведущую роль играет золото, запасы которого оцениваются в 150 т при среднем содержании 0,64 г/т. Месторождение приурочено к ордовикскому штоку монцодиорит-порфиров, который прорывает породы нижнего представленные туфоалевролитами, аргиллитами, туфопесчаниками ордовика, И гравелитами. В апикальных частях штока сформированы эруптивные брекчии. Цементом кварц-турмалиновый материал. Оруденение развито в прожилковой зоне служит окварцевания, приуроченной к эруптивным брекчиям и метасоматитам в монцодиоритах. филлизитами, аргиллизитами. Метасоматиты представлены пропилитами, Модель метасоматической зональности, обобщающей ряд месторождений района, показана на рисунке 2. Штокверк сложен крутопадающими прожилками и жилами серого кварца мощностью до 10 см. Общая масса прожилков составляет 3-7 %. Рудная минерализация находится в прямой зависимости от степени окварцевания. Золото в основном содержится в халькопирите. В аргиллизитах развиты кварцевые жилы с самородным золотом.



Рис. 1. Размещение золотого оруденения и крупных месторождений золота в Кыргызстане.



Рис. 2. Модель метасоматической зональности медно-порфировых месторождений Кыргызстана.

На месторождении Талды-Булак Левобережный запасы составляют 130 т при содержаниях 6-7 г/т. Месторождение сформировано в условиях активной континентальной окраины Казахского микроконтинента [1]. В строении участвуют амфиболиты, биотитамфиболовые, хлорит-амфиболовые сланцы, мигматитами куперлисайской свиты (R<sub>2</sub>), слюдистые гнейсы, гранитогнейсы и метаграниты тегерментинской свиты (PR<sub>2</sub>). Они прорываются дайками, мелкими штоками и силлами монцодиоритов и сиенит-порфиров (D-С), относящихся к порфировой фазе. Золотое оруденение сопровождается метасоматитами. В рудную стадию происходит березитизация интрузивных образований, сланцев, гнейсов, мигматитов и лиственитизация амфиболитов. Затем формируются кварц-турмалиновые метасоматиты, развивающиеся в апикальных частях монцодиоритов и сиенит-порфиров. С ними связано формирование пирит-халькопиритовой минерализации. Далее формируются кварцевые, кварц-турмалиновые прожилки с интенсивной сульфидной минерализацией. На верхних горизонтах по вулканогенным породам развиваются аргиллизиты. Заканчивается процесс отложением безрудных кварцевых и карбонатных прожилков. Содержание сульфидов в рудах составляет 12-15 %. Наиболее распространенный минерал – пирит, главный минерал – концентратор золота.

#### КРУПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА В ПАРАГЕНЕЗИСЕ С ИНТРУЗИЯМИ

Запасы золота месторождения Макмал, разрабатываемого с 1986 г., составляют 80 т. содержание 6-7 г/т. Мы относим его к месторождениям золота в скарнах. Оруденение приурочено к южному контакту Чаарташского гранитного массива (Р2), связанному с пермской постколлизионной тектономагматической активизацией. Вмещающие толщи сложены известняками с линзами кремней, реже доломитами (C<sub>1</sub>t-v). В приконтактовой зоне образовался последовательный ряд метасоматитов [4]: магнезиальные и известковые скарны, кварц-полевошпатовые метасоматиты, развивающиеся по гранат-пироксеновым И волластонитовым скарнам, гранитам и дайкам плагиопорфиров; грейзены; березиты в гранитах и кварцевые метасоматиты в мраморах и скарнах (рис. 3). Оруденение представлено самородным золотом в кварц-полевошпатовых метасоматитах, березитах и окварцованных породах. Золотая минерализация сопровождается сульфидным оруденением, представленных в основном пиритом, реже халькопиритом, пирротином, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом и др. Количество сульфидов составляет 2-4 %.

Запасы золота *месторождения Джеруй* – 80 т при средних содержаниях 6,5 г/т. В строении принимают участие кварц-слюдистые гнейсы, мигматиты, известковистые сланцы ортотауской свиты (R<sub>2</sub>or), прорванные кварцевыми диоритами и монцодиоритами (O<sub>1-2</sub>) и серией разновозрастных даек различного состава. Более 90 % запасов находится в пределах кварцевых диоритов и монцодиоритов. Рудные тела представляют собой штокверковые зоны, сложенные кварцевыми жилами и прожилками, которые сопровождаются кварц-калишпатовыми метасоматитами и березитами. Березитизация затрагивает как интрузивные (кварцевые диориты, монцодиориты), так и вмещающие (гнейсы и др.) породы. Считается, что месторождение сформировалось в условиях активной континентальной окраины среднего палеозоя. Количество сульфидов составляет 1–2 %.



Рис. 3. Метасоматическая зональность на месторождении Макмал (фрагмент).

Запасы и ресурсы золота *месторождения Ункурташ* – 50 т, среднее содержание – 2– 3 г/т. Оно относится к золотокварцевой формации и сформировано в условиях активной континентальной окраины. Золотое оруденение находится в гранодиоритах Андагульского массива (C<sub>2</sub>). Вмещающие породы сложены кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами семизсайской свиты (PR<sub>1</sub>?) и алевролитами, туфопесчаниками, туфами дацитов арчаконушской свиты (D<sub>1</sub>). Гранодиориты секутся несколькими разломами северо-восточного простирания, вдоль которых развиты гидротермальные изменения (калишпатизация, окварцевание, каолинизация, березитизация, пропилитизация). На месторождении выделено несколько минерализованных зон. Главная, наиболее мощная и богатая, – минерализованная зона Основная протяженностью 1150 м, мощностью 100–200 м; ее длина по падению 600 м. Зона сложена кварц-полевошпатовыми жилами и прожилками мощностью 1–10 см, в которых находится основная часть золота; повышенные содержания обнаруживаются и вне жил. Рудные минералы представлены золотом, пиритом, молибденитом, антимонитом, арсенопиритом, шеелитом.

### КРУПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОСАДОЧНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ

Запасы золота на *месторождении Иштамберды* составляют 78 т при среднем содержании 7,5 г/т. Оно относится к золотосульфидному типу месторождений с золотоантимонитовым и золотопирит-арсенопиритовым оруденением. Расположено среди метаморфических пород PR<sub>1</sub>, которые образуют широтную сжатую асимметричную антиклиналь. В ее ядре находятся мраморы, а на крыльях – кварц-полевошпат-биотитовые и амфиболовые сланцы, в которых размещаются рудные тела. В юго-западной части месторождения обнажены диориты и гранодиориты сандалаш-чаткальского интрузивного

комплекса (C<sub>2</sub>). На северо-восточном фланге месторождения проявлена Андагульская интрузия того же комплекса, к которой приурочено еще одно крупное золоторудное месторождение – *Ункурташ*. На месторождении выявлено несколько горизонтов субпластовых рудных тел, приуроченных к межпластовым зонам дробления и отслоения среди крутопадающих сланцев (рис. 4). Эти зоны сложены главным образом кварцем, анкеритом, серицитом, полевыми шпатами. Выделено 14 рудных тел длиной 100–1150 м, мощностью 0,9–5 м. На глубину рудные тела прослежены до 350 м. Более половины золота находится в сульфидах, остальное – в самородном виде. Попутный компонент – серебро (2,8 г/т).



Рис. 4. Крупное месторождение золота Иштамберды.

Запасы и ресурсы золота на месторождении Чаарат составляют более 140 т, среднее содержание 4,2 г/т. В строении месторождения принимают участие кремни, доломиты, известняки чакмакской свиты (Є); песчаники с прослоями кремней, алевролитов чааратской свиты (O<sub>1</sub>), кварцевые песчаники тюлькубашской свиты D<sub>2-3</sub>. Породы узкими полосами вытянуты в северо-восточном направлении, отделены друг от друга разломами и имеют северо-западное падение. На северо-востоке обнажается крутое шток диоритов чалмансайского комплекса (P), с которым связывается образование месторождения (в пермский этап постколлизионной внутриплитной активизации). Определяющую роль в рудолокализации играют разрывные структуры надвигового или взбросо-надвигового без исключения рудные зоны приурочены к зонам дробления и характера. Все милонитизации пород. Швы сопровождаются среди осадочных этих разломов
аргиллизацией, березитизацией, осветлением окружающих пород. Важнейший признак золотоносности пород – наличие в них гидротермального кварца и арсенопирита. Золотое оруденение связано в основном с сульфидами. Рудные тела представляют собой жилы различного состава и размера. По минералогическому составу руды относятся к кварцзолотосульфидному типу. В них отмечается повышенное содержание сурьмы и серебра.

Месторождение Кумтор относится к суперкрупным месторождениям золота в черных сланцах. За 20 лет его разработки добыто около 280 т золота. Оно является аналогом гигантских месторождений Сухой Лог в России, Мурунтау [5] в Южном Тянь-Шане (Узбекистан) и др. Запасы составляли 717 т при среднем содержании 4,4 г/т [3], но в последнее десятилетие увеличены до 1000 т. Золотое оруденение на месторождении полигенное и полихронное. Пермский этап постколлизионной тектономагматической активизации был основным для формирования промышленного оруденения золота. Оруденение локализуется в породах джетымтауской свиты (Vdz), сложенной алевролитами, тиллоидами, углеродистыми кремнистыми сланцами, ритмитами карбонат-сланцевого и пирит-микрокварцитового состава. Основная рудовмещающая формация – углеродсодержащие рассеянной пиритовой минерализацией. породы с Золотая минерализация сопровождается кварц-калишпатовыми, кварц-альбитовыми и кварцкарбонатными метасоматитами. В них развит золотоносный пирит в виде вкрапленности, прожилков, гнезд. Около 90 % всего золота приурочено к гидротермальному пириту, остальное – к кварцу, карбонатам, полевому шпату, шеелиту. Золото в рудах находится в тонкодисперсном виде и в форме теллуридов золота. Рудные тела образуют штокверки и минерализованные зоны. Кумторское рудное поле протягивается в длину на 40 км. Его перспективы нами оцениваются в 2000-4000 т золота.

#### выводы

Месторождения золота в Тянь-Шане имеют большое разнообразие типов. Крупные месторождения сформированы в палеозойский период в разных геодинамических обстановках (табл. 1).

Таблица 1. Крупные место	рождения золота Кыргызстана
--------------------------	-----------------------------

	Tun, rpynna					
Геодинамические обстановки, возраст	Золотомедно- порфировые	В парагенезизе с интрузиями	В осадочных и метаморфических толщах			
Островодужные обстановки раннего палеозоя	Талды-Булак					
Активные континентальные окраины среднего палеозоя	Талды-Булак Левобережный	Джеруй Ункурташ	Иштамберды			
Пермская внутриплитная тектономагматическая активизация		Макмал,	Чаарат Кумтор			

За последнее десятилетие на некоторых месторождениях увеличены запасы и ресурсы, в результате часть их переведена в разряд крупных. На многих месторождениях золота Кыргызстана широко развиты околорудные, рудовмещающие, крупнообъемные, полиформационные метасоматиты, которые по мере усовершенствования технологии извлечения золота все в большем объеме переходят в разряд рудных тел. На этом основании мы может прогнозировать увеличение количества крупных месторождений в недалеком будущем.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Дженчураева Р.Д.</u> Металлогения золота и золоторудные месторождения основных этапов геодинамической эволюции Тянь-Шаня / Геология золоторудных месторождений Кыргызстана. Под ред. Н.Т. Пак. Бишкек: Илим, 2006. 142 с.

2. <u>Дженчураева Р.Д.</u>, Пак Н.Т., Усманов И. Типы месторождений медно-золотопорфирового пояса Северного Тянь-Шаня //Проблемы рудообразования и поисковой геохимии. ИМГРЭ. Москва, 2013. С.76–84.

3. <u>Никоноров В.В.</u> и др. Золото Кыргызстана. Книга 2. Описание месторождений. Бишкек, 2004. 342 с.

4. <u>Пак Н.Т.</u> Формации рудоносных метасоматитов Чаарташских гор. Бишкек. Илим, 1992. 124 с.

5. <u>Пак Н.Т.</u> Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах Тянь-Шаня / Рудогенез. Материалы конференции. Миасс-Екатеринбург, 2008. С. 235–238.

## МЕТОДИЧЕСКИЕ И ТЕХНИЧЕСКИЕ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ГИС ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ А.В. Паршин<sup>1,2</sup>, А.М. Спиридонов<sup>1</sup>

1– Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского 1а, Россия;

2- Иркутский государственный технический университет; 664074, г. Иркутск, Лермонтова 83, Россия

Анализируются современные требования к геолого-геохимическим ГИС. Рассматривается «классический» процесс обработки данных с помощью пользовательских ГИС-пакетов, отмечаются его недостатки применительно к решению геохимических задач. Приводятся принципы «серверного» геоинформационного подхода к обеспечению комплексных геологических исследований. Описывается техническое решение ГИС «Кодар».

ГИС, геоинформационное картографирование, пространственные базы данных, поиски МПИ, золоторудные месторождения

## METHODICAL AND ENGINEERING SOLUTIONS OF GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL GIS FOR INTEGRATED SCIENTIFIC STUDIES OF GOLD-ORE OBJECTS

#### A.V. Parshin, A.M. Spiridonov

The article analyzes up-to-date requirements for geological and geochemical GIS. A classic data processing by means of user GIS packages is considered, its shortcomings as applied to the solution of geochemical problems are discussed. Principles of server-based geoinformation approach to integrated geological studies are given. The technical solution of the Kodar GIS is described.

GIS, geoinformation mapping, spatial database, mineral exploration, gold-ore deposit

Изучение и поиски месторождений и проявлений рудных полезных ископаемых осуществляются на основе комплексирования различных методов геологических исследований. Фактором, который лежит в основе анализа получаемых данных, является единство географического пространства. В настоящее время требуется обязательная организация ГИС-систем, обеспечивающих решение следующих видов задач: хранение разнородной геоинформации; ее комплексная обработка и анализ; формирование информативных и достоверных представлений данных; организация многопользовательского доступа и с представлением данных через интранет/интернет. Последние задачи всё более важны для научно-исследовательской работы, поскольку научные группы обычно не имеют возможности собственными силами выполнять комплексные междисциплинарные исследования. В этом случае ГИС играет важную роль интегрирующей среды для представления данных разной природы в уже классифицированном виде, понятном для требованиям интерпретации. К дополнительным относится легкость внедрения геотехнологий в научный или производственный процесс, поскольку многие специалистыгеологи не имеют большого опыта работы с современными информационными технологиями, и, кроме того, инициативный характер научных исследований обычно не предполагает значительных затрат на ГИС-программы.

В данной работе представлены некоторые методические и технические решения, отвечающие обозначенным функциям современных ГИС и позволяющие существенно автоматизировать процессы геообработки по сравнению с «классическим» геоинформационным подходом. Эффективность описываемых геотехнологий доказана в процессе обеспечении как фундаментальных, так и прикладных научных исследований, выполненных лабораторией геохимии рудообразования ИГХ СО РАН на ряде золоторудных и золотоурановых объектов Восточной Сибири.

Необходимо конкретизировать положения геоинформационного подхода, который предлагается считать «классическим»:

1) однопользовательские ГИС-проекты (данные хранятся в файловой системе в виде растров или векторных слоев (shp, tab и др.);

2) сборку и оформление проекта, обработку данных выполняет пользователь, используя при этом инструменты настольной ГИС-среды;

3) программное обеспечение является проприетарным, при этом довольно дорогостоящим;

4) в интерфейсе карты и данные представлены в виде слоев одного признака, часто используются легенды «от минимума до максимума признака»;

5) отсутствует интеграция с интранет/интернет сервисами.

Эти положения отвечают современному уровню отечественной геоинформатики [4], хотя по мировым стандартам данный этап был характерен для ГИС-технологий конца XX в. [6] и действительно является классическим.

Возникает вопрос, в какой мере «классический» подход отвечает требованиям к современному ГИС-обеспечению геологических наук. По мнению авторов, геологогеохимические информационные системы характеризуются особенностями, отличающими их других видов ГИС, причем эти отличия снижают применимость стандартных настольных пакетов (ESRI ArcGIS или MapInfo).

В «классическом» геоинформационном подходе ГИС-проект состоит из слоев, отражающих содержимое столбцов базы Основной данных. ВИД геохимической «монополя», собой информации – так называемые представляющие графические изображения полей распределения концентраций отдельных химических элементов либо некоторых ИХ соединений. «Монополя» позволяют визуально анализировать ИХ пространственно-временные изменения при режимных наблюдениях, однако они удобны только при исследовании небольшого количества атрибутов. Современные аналитические методы позволяют получать информацию о нескольких десятках химических параметров, при этом в геофизике или режимных геоэкологических наблюдениях это лишь первые единицы. Большое число слоев монополей на одной карте требует значительных временных затрат и в целом затрудняет решение таких задач, как поиск ассоциаций элементов и выделение перспективных участков территории, поскольку слои обычно не прозрачны.

Кроме того, пользователь должен оформить в научно обоснованном виде каждый из этих слоев с учетом регионального геохимического фона и критериев выделения аномалий. Переход к многомерным полям требует квалифицированных действий в интерфейсе информационной системы. Это означает, что пользователь «классической» ГИС должен обладать как геолого-геохимической квалификацией, так и хорошо разбираться в ГИС-технологиях.

Авторы считают, что по ряду и этих, и экономических, а в последнее время и внешнеполитических причин разумный вариант – развитие собственных геоинформационных технологий, при этом перспективным для геологических наук направлением является интеграция в ГИС некоторых элементов интеллектуальных систем и систем поддержки принятия решений. Оптимальным базисом, на основе которого возможно быстрое создание тематических геоинформационных систем, представляются открытые ГИС, распространяемые по лицензиям GNU/GPL, и стандарты Open Geospatial Consortium (OGC). На современном этапе развития открытых ГИС они позволяют решать задачи любой сложности не хуже, чем проприетарные пакеты [3]

Как уже было показано, одним из центральных вопросов, возникающих при создании геохимических ГИС, является проблема организации компактных и научно обоснованных карт. Для этого необходимо сократить количество слоев проекта, не потеряв при этом полноты информации. Целесообразно решать эту задачу путем разработки специализированного программного обеспечения, выполняющего расчет комплексных индикаторов геохимических процессов. Для геолого-геохимических работ авторам представляются наиболее простыми и эффективными два метода:

Первый метод основан на расчете из данных химического анализа проб и последующем картировании тематически ориентированных аддитивных и мультипликативных показателей – «модулей» [1, 5], к которым часто прибегают экспертыгеохимики при анализе данных в табличном виде или в виде диаграмм. Значения каждого из выбранных для конкретных условий показателя должны характеризовать геологический процесс или явление и позволять оценить перспективность участка территории (рис. 1), а набор показателей должен быть минимальным и достаточным для решения конкретной геологической задачи.

Авторам удавалось реализовать системы поддержки принятия решений, позволяющие решать некоторые геологические задачи на основе 6–8 модулей [1].

Второй вариант снижения размерности данных – применение картографического варианта факторного анализа. Одним из наиболее применимых методов, исходя из опыта авторов, является робастный метод главных компонент (ГК). В регионах со сложной геохимической обстановкой первый расчет ГК не позволяет выделить геохимические ассоциации. Золото зачастую выделяется отдельно в одну из последних компонент (табл. 1), как это произошло при проведении работ на территории Апрелковской рудно-магматической системы (Забайкальский край), где в пределах небольшой территории встречаются рудные объекты различного генезиса.



Рис. 1. Пример расчета и представления четырех «модулей» (ГИС «Суперкварциты»).

Таблица 1. Фрагмент таблицы с результатами расчета робастных ГК (Апрелко	вская
РМС). Золото не входит ни в один из первых десяти ГК	

	Собственные векторы (нагрузки на соответствующие стандартизованные признаки),										
Признак	соответствующие собственным значениям										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ag	0,83	0,03	-0,44	0,05	0,85	-0,25	1,36	0,05	-21,35	-2,06	
Al	0,60	6,97	20,04	0,56	0,85	29,58	-0,53	-0,23	0,10	-0,57	
As	-0,01	-0,03	-0,01	-0,02	-0,03	0,28	-0,24	0,33	-0,04	8,43	
Ba	-0,05	-1,12	10,57	-26,44	-0,22	-6,93	-5,92	0,29	-0,02	-1,61	
Be	-3,11	-6,47	8,13	12,82	0,49	0,42	-2,08	-4,65	-12,31	2,74	
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Са	5,66	2,01	0,10	0,00	4,91	-3,41	1,01	4,69	-20,68	0,03	
Cd	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	-0,01	0,00	0,00	0,00	
Со	9,33	-2,93	-0,06	0,00	0,09	1,24	-0,03	-0,25	0,85	-1,01	

Это не означает, что метод ГК не может быть использован на данной территории. Напротив, картографическое представление результатов вычислений в таком случае явно указывает на необходимость разделения территории на несколько отдельных зон расчета (рис. 2) [2]. Тот факт, что золото выделяется обособленно, указывает на различие поисковых критериев в разных зонах. Каждая последующая итерация расчетов обеспечивает более четкое понимание границ минерализованных зон и позволяет ранжировать аномальные участки по степени приоритетности. В рассматриваемом примере третья серия вычислений и

картирования позволила выделить три металлогенические ассоциации, указывающие на разные типы золоторудных месторождений и механизмов их формирования (табл. 2, рис. 3).



Рис. 2. Пространственное представление робастного главного компонента № 1 на территории Арпелковской РМС.

Таблица 2. Геохимические ассоциации с золотом (Апрелковская РМС)

Ассоциация	Химические элементы
1 зона	Mo-Cu-Au(+As)
2 зона	As-Sb-Au
3 зона	W-Cu-Au(+As)

Использование метода ГК при создании математико-картографического обеспечения для ГИС позволяет повысить оперативность решения таких типов задач, как поиск объектов заданного генезиса, обнаружение и типизация золоторудных объектов в условиях неопределенности, исследование природы формирования известных месторождений и рудопроявлений.

небольшой Следующей задачей после формирования совокупности высокоинформативных слоев является их классификация, обеспечивающая явное визуальное ранжирование геологической выделение интересующих среды И исследователя особенностей. Особое значение при картографировании геохимических параметров имеет правильность выбора классов атрибутов – «легенд» ГИС, которые не могут быть универсальны, поскольку увязаны с региональным фоном. Второй вариант интересен тем, что картографическое представление нагрузок на оси признаков формируется на основе относительных легенд, однако его сложно реализовать, так как необходимы проработка процесса взаимодействия пользователя с ГИС и разработка интерфейса. С другой стороны, первый метод требует разработки экспертами нескольких стилей для каждого модулей, применимых при исследовании территорий на различные виды сырья и универсальных в различных геологических обстановках.



Рис. 3. Участки в пределах Апрелковского РУ, перспективные на золотое оруденение.

В отличие от файл-серверной организации данных в классическом подходе для организации автоматизирующих функций в ГИС необходимо реализовать «серверную» инфраструктуру пространственных данных (ИПД). В этом случае предобработку данных, в том числе предложенными методами, и оформление полученных слоев специалистами в конкретной области можно реализовать централизованно.

На рисунке 4 представлена принципиальная схема ИПД, построенная на основе стандартов OGC, в данном примере включающая две совместно работающие организации. Отличительной особенность предлагаемой архитектуры от классических систем – отказ от уровня прикладного ПО, на котором отдельные специалисты с помощью клиентских настольных ГИС-пакетов должны производить обработку данных. Вместо этого на уровне СУБД функционирует задачно ориентированный набор программных средств, осуществляющих предобработку всей поступающей геоинформации.



Рис. 4. Архитектура распределенной инфраструктуры пространственных данных для обеспечения геолого-геофизических исследований.

На уровень баз данных отдельные специалисты вносят тематическую информацию. На уровне СУБД с помощью математико-картографического обеспечения рассчитываются пространственно скоординированные таблицы геохимических полей, геофизических карт с внесенными поправками, результаты факторного анализа и т. п. в виде, уже пригодном для картирования. Настройка визуальных представлений, включающая классификацию данных, интерполяцию и т. д., осуществляется администраторами (либо ГИС-специалистами) на уровне картографических серверов. Выходными данными с уровня являются WMS-слои (географически привязанные изображения, генерируемые картографическим сервером на основе векторной или растровой информации из БД). Визуально-аналитическим интерфейсом может быть не только ГИС, но и веб-обозреватель, а специализированное клиентское программное обеспечение или настройка вида отображения данных пользователем не требуется. Все изначально разнородные данные представлены в WMS-виде, и их сборка в тематические проекты может производиться с помощью среды ГИС либо геопортала, который может находиться и за пределами интрасети отдельного института, при этом обеспечивая одновременное согласованное представление данных специалистам географически удаленных институтов в инситном интерактивном режиме. Возможности веб-интерфейса геопортала обеспечивают информационную безопасность данных, подключение и отключение слоев, масштабирование и т. д., т. е. его возможности аналогичны ГИС-вьюверам. Возможность случайного редактирования информации исключена свойствами стандарта WMS.

В качестве СУБД используется PostgreSQL/PostGIS. Программные средства математического анализа и автоматизированного внесения поправок реализованы на языке python и PL/pgSQL. Используются картографические серверы Geoserver и среда геопортала Geonode. Все ПО бесплатны, в связи с чем описанный подход к обеспечению геологогеофизических исследований может быть применим для построения ИПД в любых научных организациях, позволяя оптимизировать и ускорить коллективную работу над разнородной геоинформацией.

Разработанное ГИС-обеспечение и структуры данных дают возможность ускорить и автоматизировать обработку результатов исследований, наилучшим образом обеспечить визуализацию и сопоставление результатов разнородных анализов, согласовать работу специалистов различного профиля, работающих удаленно друг от друга.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта № 02.G25 31.0075 в рамках постановления РФ № 218 от 09.04.2010.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Демина О.И.</u>, Паршин А.В., Федоров А.М. Геоинформационное обеспечение геолого-геохимических исследований и поисков месторождений сверхчистого кварцевого сырья на территории Восточного Саяна // Фундаментальные исследования, 2013. № 10 (8). С. 1778–1782.

2. <u>Кучинская В.П.</u>, Паршин А.В. Математико-картографическое обеспечение поисков и типизации золоторудных объектов Апрелковской рудно-магматической системы // Мат. Конф. «Современные проблемы геохимии». Иркутск, 2013. С. 151–153.

3. <u>Паршин А.В.</u>, Мельников В.А., Демина О.И. и др. ГИС как судовая электроннокартографическая система // Вестник ИрГТУ, 2012. Т. 60. № 1. С. 40–46.

4. <u>Шостак Е.В.</u>, Федорова И.А. Использование ГИС при производстве геологической съемки, поисках и разведке месторождений полезных ископаемых [Электронный ресурс] // Точка доступа: http://kai.com.ua/kompanija/publikacii/gis-tehnologii/ispolzovanie-gis.

5. <u>Юдович Я.Э.</u>, Кетрис М.П. Основы литохимии. Санкт-Петербург: НАУКА, 2000. 479 с.

6. <u>Goodchild M.F.</u> Challenges in geographical information science // Proceedings of the Royal Society, 2011. V. 467. N 2133. P. 2431–2443.

#### УДК [553.495+553.493]:[546.9+546.59+546.57](571+574.2)

## БЛАГОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В УРАНОВЫХ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

#### А.А. Поцелуев

Томский политехнический университет, 634050, Томск, пр. Ленина, 30, Россия

Приведены данные по проявлению благороднометалльной минерализации в гидротермальных урановых и редкометалльных месторождениях Центральной Азии. Установлено, что высокие концентрации благородных металлов определяется тремя главными факторами: совмещением разноформационного и полихронного оруденения в пределах одних рудоконтролирующих структур; унаследованием высокой золотоносности рудовмещающих пород; комплексной металлоносностью рудообразующих флюидов глубинного (мантийного) происхождения.

благородные элементы, урановые и редкометалльные месторождения, Центральная Азия

### NOBLE ELEMENTS IN URANIUM AND RARE-METAL DEPOSITS OF CENTRAL ASIA

#### A.A. Potseluev

Data on noble element occurrences in hydrothermal uranium and rare-metal deposits of Central Asia are presented. It is found that the appearance of noble metal high concentrations is determined by three main factors such as an overlapping of diverse formational and polychronous mineralization within one and the same ore-controlling structures; inheritance of high gold mineralization of ore-hosting rocks; complex metal content of ore-forming fluids of deep-seated (mantle) origin.

noble element, uranium and rare metal deposit, Central Asia

Благородные металлы в высоких и промышленных концентрациях известны во многих урановых и редкометалльных месторождениях мира. При этом доля добываемых благородных металлов, например золота, из комплексных месторождений сопоставима с его добычей из собственно золоторудных месторождений. Классическими являются примеры сверхкрупных золотоурановых месторождений Южной Африки И гигантских (Витватерсранд), Австралии (Джабилука, Олимпик-Дам), Южной (район Сьерра-ди-Жакобина) и Северной (районы Клафф-Лейк и Биверлодж) Америки [13 и др.]. Не исключением Россия и страны бывшего СССР. Комплексное оруденение обнаружено в ряде районов Алтае-Саянской (АССО) и Северо-Казахстанской (СКРП) областей (табл. 1, 2). Всестороннее исследование комплексных месторождений имеет важнейшее значение для теории рудообразования, позволяет выработать критерии прогнозирования новых нетрадиционных типов оруденения.

#### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Выполненные исследования показывают, что появление высоких концентраций благородных металлов в рудах урановых месторождений обусловлено тремя основными факторами: 1) совмещение разноформационного и полихронного оруденения; 2) унаследование благородных металлов из рудовмещающих пород; 3) формирование оруденения из глубинных комплексных с благородными металлами флюидов [8].

1. Пространственное совмещение разноформационного и полихронного оруденения отмечается на многих урановых месторождениях. Урановая минерализация, как правило, является более молодой по отношению к золоторудной, например, на месторождениях Акканбурлук, Викторовское, Чаглинское, Маныбайское, Буденовское, Кедровое, Осиновое. Более поздняя урановая минерализация отмечается и на золоторудном месторождении Васильковское [1, 4, 9, 14 и др.].

В СКРП высокие концентрации золота наблюдаются при совмещении на месторождениях урана и олова разноформационных типов метасоматитов и руд (эйситов и оловоносных грейзенов с халькофильной минерализацией, березитов, золото-И урановорудной минерализации) [9]. Так, высокая золотоносность (0,15 г/т) руд Шатского уранового месторождения обусловлена полигенным и полихронным характером оруденения. На это указывает сложный многостадийный характер рудно-метасоматического процесса и широкий геохимический спектр руд (U, Mo, Zr, Th, Sr, Ti, Zu, Cu, As, Sb). Высокие концентрации золота обнаружены в урановых рудах месторождений березитовой формации Чистопольского рудного узла (Акканбурлукское, Викторовское). Процесс формирования был сложным, отмечается наложение эйситовой березитовой оруденения И метасоматических формаций.

2. Высокое содержание благородных металлов в рудах месторождений, обусловленное их аномальным содержанием в рудовмещающих породах, выявлено и в СКРП, и в АССО. Как правило, это черносланцевые толщи, имеющие выраженную благородноредкометалльно-халькофильную специализацию (кординская свита Кедровско-Вороговского района и шарыкская свита СКРП).

Так, в СКРП среди разновозрастных черносланцевых толщ выделяются породы шарыкской свиты протерозойского возраста, слагающие грабены длиной до 550 км. В этих структурах открыты многочисленные месторождения урана и олова (Акканбурлукское, Косачиное, Сырымбет, Донецкое, Чаглинское и др.). Высокие содержания золота и платиноидов, как правило, отмечаются в рудных зонах в тех участках, где они развиты в отложениях шарыкской свиты [3, 8 и др.].

На месторождениях в черных сланцах возможно выявление платиноидной минерализации, которая отмечается в породах и рудах других месторождений этих районов СКРП (Западный, Центральный) и АССО (Кедровско-Вороговский) [3 и др.].

3. Формирование оруденения из глубинных комплексных с благородными металлами флюидов обусловливает высокие концентрации благородных металлов в рудах и проявляется на ряде урановых (Маныбайское, Онкажинское, Усть-Уюкское) месторождений и на Калгутинском редкометалльном [5, 7, 14]. В этом случае формируется единая минеральная ассоциация основных рудообразующих и благороднометалльных минералов. Принципиальное наличие таких флюидов подтверждается исследованием современной минерализации в зонах спрединга срединно-атлантических хребтов [2].

Таблица 1. Золотосодержащие урановорудные объекты Центральной Азии. С использованием данных [4, 5, 14]

нская провинция		Усть-Уюкское, Онкажинское	Урановые черни, умохоит, коффинит, настуран, пирит, арсенопирит, галенит, халькопирит, блеклая руда, молибденит, леллингит, селениды, самородные – Pb, Cu, Au, Ag, As. Присутствует битум.	Самородное Ац и Ад (зерна до 5 мкм) выявлены в урановых рудах, в самородном As и битуме.	Единая U–Au–Ag– As минерализация
Алтае-Саз		Кедровое, Оленье	Коффинит, настуран, пирит, марказит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, молибденит. Отмечаются самородное золото, висмут. Присутствует углеродистое вещество.	Аи в рудах до 5 г/т	Золотая минерализация района более древняя по отношению к урановой, с перекрытием возрастов
		Маныбайское	Настуран, коффинит, молибденит, пордизит, аршиновит, Zr- коффинит, пирротин, марказит, пирит, галенит, сфалерит. Присутствуют битум и графит.	Отмечаются пострудные коффинит- настуран- арсенидно- карбонатные с золотом жилы.	Доурановорудны е золотоносные березиты; постурановоруд- ная комплексная Аu-U-As минерализация
я	рождения	IIIaT-I	Коффинит, настуран, присутст- вуют браннерит, молибденит, иордизит, аршиновит, циртолит, сульфиды.	Аи в рудах до до 0,33 г/т	Не выяснено. Сложный полистадий ный характер оруденения
анская провинци	Mecmo	Чаглинское	Настуран, коффинит, браннерит, урановые черни, молибденит, пирит, халькопирит, арсенопирит, гематит, гематит,	Аи в рудах до 2,2 г/т	Более ранняя кварц- зологосуль- фидная минерализация (Васильковское месторождение)
Северо-Казахст		Косачиное	Браннерит, коффинит, настуран, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, магнетит. Присутствуют антраксолит, графит.	Аи в рудах до 0,33 г/т	Унаследована высокая золотоносность рудовмещающи х пород
			Браннерит, уранинит, настуран, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит. Присутствуют самородный мышьяк, леллингит, кобальтин, никелин.	Аи в рудах до 0,11 г/т	Более поздняя полиметалличес кая минерализация с As и Au
		Акканбурлук	Настуран, пирит, халькопирит, молибденит, арсенопирит, пирротин. Присутствуют графит, антраксолит.	Ац в рудах до 0,9 г/т. В ранних кварц- арсенопирито- вых жилах до 9 г/т	Кварц- арсенопирито- вые с золотом жилы являются наиболее ранними образованиями.
00	ОСНОВНЫЕ	лириктерис- тики	Основные минералы руд	Благородно- металльная минерализа ция	Взаимоот- ношение урановой и золотой минерали- зации

# Таблица 2. Редкометалльные грейзеновые месторождения Центральной Азии, содержащие благородные металлы

0	Северо-Казахстан	Алтае-Саянская провинция	
Основные		Месторождение	
характеристики	Сырымбет	Донецкое	Калгутинское
	Рудные зоны	Расположено на	В центральной части
	приурочены к Володарс-	западе Шатского	крупной очагово-
Геолого	кой зоне глубинных	поднятия в юго-	купольной структуры,
	разломов в области	западной части	связано с одноименным
позиция возраст	контакта интрузии	гранитного массива	массивом лейкократовых
позиция, возраст	гранит-порфиров (үлD <sub>2-3</sub> )	(үпс D2-3), в области	редкометалльных поздне-
оруденения	с песчано-сланцевыми	контакта с	герцинских гранитов.
	образованиями	отложениями	Оруденение 213-
	шарыкской свиты	шарыкской свиты	202 млн лет
Основные минералы руд Благороднометалльн	Касситерит, станнин, вольфрамит, висмутин, берилл, молибденит, галенит, сфалерит, золото, циркон, колумбит, и др. (свыше 70 минералов) Au (до 2,5), Ag (до 15,4), Pt (до 0,7), Pd (до 0,015)	Касситерит, станнин, пирит, халькопирит, молибденит, висмутин, вольфрамит, колумбит, берилл, золото и др. (более 40 минералов)	Гюбнерит, вольфрамит, халькопирит, пирит, молибденит, сфалерит, тетраэдрит, эмплектит, айкинит, висмутин, шеелит, самородные – Си, Bi, Au, Ag, C и др. (более 60 минералов) Au <sub>cp</sub> (до 0,51), Ag (до 41),
ая минерализация	Pt $(0, 0, 7)$ , Pd $(0, 0, 0, 0, 15)$ ,	Аи (до 0,2)	Pt ( $g_0 4, 1$ ), Pd ( $g_0 0, 70$ ), Os
	п (до 0,08), кп (до 0,03)		(до 0,09), кл (до 0,019)
Основные факторы появления благороднометалль- ной минерализации	Высокая «первичная» ме шарыкской	таллоносность пород і свиты	Комплексная металлоносность рудообразующего флюида

В составе таких руд отмечается присутствие разнообразных самородных минералов (золота, серебра, висмута, мышьяка, свинца, углерода), органических веществ, а также аномальные концентрации значительного количества элементов, характеризующихся различными геохимическими свойствами (As, Zn, Cu, Hg, Be, Co, Ni, Bi, Pb, Mo, Sb, Ag, Se, TR, Zr, Ti). Особенность этих месторождений – молодой позднепалеозой-раннемезозойский возраст оруденения, значительно оторванный от времени формирования основных золоторудных и урановорудных месторождений СКРП и АССО.

Глубинные мантийные флюиды имеют слабодифференцированный характер. В их составе отмечается высокое содержание разнообразных газовых компонентов, в том числе водорода и различных углеводородов (от метана до гексана). Во флюиде присутствуют металлы, определяющие промышленную ценность и геохимические особенности оруденения. Изолированное влияние выделенных факторов можно проследить только в рамках отдельных рудных тел и реже месторождений. В рудных полях и узлах они проявляются комплексно. Для рудных районов и узлов, включающих золотосодержащие

урановые и редкометалльные месторождения, типично длительное многоэтапное и многостадийное развитие. Оно охватывает периоды продолжительностью от 70 до 490 млн лет [4, 6]. Сами рудные районы и узлы характеризуются комплексной минерагенией (Чаглинский, Маныбайский, Кедровско-Вороговский). Содержание благородных металлов значительно варьирует в различных частях месторождений, в различных технологических типах руд и концентратах [7, 10, 11].

#### выводы

Выполненные исследования показывают, что благороднометалльная минерализация широко распространена в рудах гидротермальных урановых и редкометалльных месторождений Центральной Азии. Появление высоких концентраций элементов определяется тремя главными факторами: совмещением разноформационного И полихронного оруденения пределах рудоконтролирующих в одних структур; золотоносности унаследованием высокой исходных рудовмещающих пород; металлоносностью рудообразующих флюидов глубинного (мантийного) происхождения. Изолированное влияние этих факторов можно проследить только в рамках отдельных рудных тел и реже месторождений, а в рудных полях и узлах они проявляются комплексно.

Весьма интересно проявление молодой (верхнепалеозойской – раннемезозойской) комплексной настуран-арсенопирит-золото-карбонатной минерализации на Маныбайском, Усть-Уюкском и Онкажинском месторождениях и формирование комплексного с благородными металлами редкометалльного оруденения Калгутинского месторождения. Очевидно, что минерагенический потенциал этого периода в плане выявления комплексных руд раскрыт далеко не в полной мере.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Жаркова О.В.</u>, Лукин Л.И. О соотношении урановой и золотой минерализации на Васильковском месторождении // Материалы по геологии урановых месторождений. Информационный сборник. М.: ВИМС, 1981. Вып. 70. С. 98–104.

2. <u>Жмодик С.М.</u>, Жмодик А.С., Акимцев В.А. Золото–урановая ассоциация в гидротермальных системах Срединно-Атлантического хребта // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах. Материалы Всерос. конф. с иностранным участием, посвященной 50–летию Сибирского отделения РАН и 80-летию Ф.П. Кренделева. Улан–Уде: Изд-во БНЦ СО РАН, 2007. С. 138–139.

3. <u>Киселев А.Ф.</u>, Юшин А.А. Геохимия редкоземельных элементов и благородных металлов в черносланцевых формациях Северного Казахстана // Бассейны черносланцевой седиментации и связанные с ними полезные ископаемые: Тезисы докладов Международного симпозиума, 5-9 августа, 1991 г., Новосибирск. Новосибирск: ОИГГиМ, 1991. Т. II. С. 77–78.

4. <u>Мельников В.И.</u> Вещественный состав руд и последовательность минералообразования на золотых и урановых объектах Заангарской части Енисейского кряжа // Геология месторождений урана, редких и редкоземельных металлов – М.: ВИМС, 1992. Вып. 133. С. 49–59.

5. <u>Мельников В.И.</u>, Варданянц А.В. Особенности минералогии гидротермального этапа в молассоидных осадочных толщах Онкажинского урановорудного месторождения в Тувинском прогибе // Геология месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М.: ВИМС, 1987. Вып. 108. С. 82–90.

6. <u>Новожилов Ю.И.</u>, Гаврилов А.М. Типизация золоторудных месторождений складчатых областей миогеосинклинального типа // Руды и металлы, 1995. № 5. С. 54–71.

7. <u>Поцелуев А.А.</u>, Рихванов Л.П., Владимиров А.Г. и др. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. Томск: STT, 2008. 226 с.

8. <u>Поцелуев А.А.</u> Закономерности формирования благороднометалльного оруденения в гидротермальных урановых и редкометалльных месторождениях (на примере Алтае– Саянской и Северо–Казахстанской областей) / Автореферат диссертация на соискание ученой степени доктора геол.-мин наук. Томск, 2008. 41 с.

9. <u>Поцелуев А.А.</u>, Рихванов Л.П., Николаев С.Л. Редкие элементы и золото в месторождениях Северо-Казахстанской урановорудной провинции // Известия Томского политехнического университета, 2001. Т. 304. Вып. 1. С. 197–209.

10. <u>Поцелуев А.А.</u>, Ананьев Ю.С., Житков В.Г. и др. Закономерности формирования благороднометалльного оруденения в гидротермальных урановых и редкометалльных месторождениях Центральной Азии // Вестник РФФИ, 2013. № 1 (77). С. 21–26.

11. <u>Поцелуев А.А.</u>, Перегудов В.В., Бабкин Д.И. и др. Золото в рудах редкометалльного месторождения Сырымбет (Северный Казахстан) // Известия Томского политехнического университета, 2012. Т. 321. № 1. С. 41–45.

12. <u>Поцелуев А.А.</u>, Рихванов Л.П., Николаев С.Л. и др. Редкие элементы и золото в месторождениях олова Северо-Казахстанской рудной провинции // Известия Вузов: Геология и разведка, 1997. № 3. С. 74–80.

13. <u>Сафонов Ю.Г.</u> Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геология рудных месторождений, 2003. Т. 45, № 4. С. 305–320.

14. <u>Спиридонов Э.М.</u>, Широкова Г.М. О новом типе золото–урановой жильной минерализации (Аксу-Маныбайский рудный узел) // Материалы по геологии урановых месторождений. Информационный сборник. М.: ВИМС, 1988. Вып. 111. С. 73–77.

# ПРОБЛЕМЫ ОСВОЕНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

#### А.Б. Птицын

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, 672014, Чита, ул. Недорезова, 16a, a/я 521, Россия

Обилие и разнообразие отвалов горнорудного производства в Забайкалье поставило перед учеными и практиками двойную задачу: комплексная оценка и освоение техногенных месторождений, и обезвреживание потенциальных источников загрязнения биосферы. Эта задача может решаться путем широкого использования геотехнологических методов, включая био- и криогеотехнологию. Забайкалье следует рассматривать как наиболее перспективный объект для совершенствования и применения геотехнологических методов.

техногенные месторождения, геотехнология, геоэкология, Забайкалье

## PROBLEMS OF TECHNOGENIC DEPOSITS DEVELOPMENT IN TRANSBAIKALIA

#### A.B. Ptitsyn

Studying the abundance and diversity of dumps connected with metal mining industry in Transbaikalia scientists and experts are facing a dual problem such as comprehensive assessment and development of technogenic deposits and detoxication of potential sources of bio-contamination. This problem can be solved by an extensive use of geotechnological methods, including bio- and cryogeotechnology. Transbaikalia should be considered as the most promising object for an improvement and application of geotechnological methods.

technogenic deposit, geotechnology, geoecology, Transbaikalia

За длительную (более 300 лет) историю горнодобывающей промышленности в Забайкалье накоплено огромное количество отходов – отвалов бедных (условно) руд и хвостов обогащения. Следует помнить, что руды, которые 200-300 лет назад относились к забалансовым, сегодня стали кондиционными. Эти отвалы содержат значительные количества ценных компонентов (рис. 1) и могут быть названы техногенными месторождениями, хотя этот термин (по мнению автора, удачный) в последнее время многими оспаривается. Наличие ценных компонентов в техногенных месторождениях связано не только с изменившимися кондициями, но и с монопрофильностью многих горных предприятий в прошлом: в отвалы уходил материал, являющийся кондиционной рудой на непрофильные элементы. Кроме промышленно ценных компонентов, техногенные отвалы часто содержат вредные для природы и человека токсичные элементы, в том числе особо опасные (As, Hg, Tl, Pb). Поэтому проблема переработки техногенных месторождений имеет как сырьевой, так и экологический аспекты. Оба эти аспекта чрезвычайно актуальны. Сырьевой – потому, что руда уже извлечена на поверхность, следовательно, наиболее затратные работы (горные) выполнены. Экологический – потому, что складированный на поверхности измельченный рудный материал легко доступен для окислительного выщелачивания кислородом воздуха и атмосферными осадками, в том числе кислотными дождями [2, 3, 14, 15], причем не только сернокислыми. Добавление к сернокислому раствору азотистых соединений резко (в разы) интенсифицирует процесс выщелачивания сульфидов [11]. В результате происходит интенсивное загрязнение окружающей среды различными, в том числе высокотоксичными, элементами, что подтверждено многочисленными и широко известными публикациями [12 и др.].





Вследствие специфичности техногенного сырья его переработка традиционными технологическими методами не принесет желаемого результата. Наиболее эффективными в данном случае будут геотехнологические методы – отвальное и кучное выщелачивание.

**Геотехнология** определяется как метод добычи цветных, редких и благородных металлов путем их избирательного растворения химическими реагентами на месте залегания и последующего извлечения ценных компонентов из раствора с получением товарного продукта. По экономическим показателям геотехнология превосходит традиционные методы [1, 10]. Если капитальные затраты на извлечение золота по стандартной технологии (чановое выщелачивание с предварительным перемешиванием, осаждение золота цинковой пылью) принять за единицу, то для геотехнологического варианта (кучное выщелачивание с предварительным дроблением руды, осаждение золота на угле, электролиз) они составят 0,32. Соответствующее соотношение эксплуатационных затрат – 1:0,66.

Геотехнологические методы, главным образом кучное и в меньшей степени подземное выщелачивание, давно и широко используются в разных странах (США, Испании, Чили, Чехословакии, Канаде, Мексике, Перу, Замбии, Австралии, ЮАР и др.) в основном для добычи урана, меди, золота и серебра. Известны запатентованные разработки по

выщелачиванию свинца, цинка, молибдена, вольфрама, олова, мышьяка, висмута и других металлов [6, 13, 17, 18, 20, 22, 23]. В Забайкалье в настоящее время подземным выщелачиванием добывается уран, а кучным выщелачиванием – золото.

Мировой опыт использования геотехнологии относится главным образом к районам с теплым климатом. Однако результаты экспериментальных исследований [9] свидетельствуют о том, что выщелачивание металлов из руд можно проводить и при отрицательных температурах. Это новое направление названо криогеотехнологией. Достаточная активность химического выщелачивания металлов из руд и пород при отрицательных температурах обеспечивается наличием концентрированных незамерзающих растворов. Криогеотехнология обладает целым рядом специфических особенностей, из которых отметим следующие:

– значительно (примерно на порядок) более высокие концентрации полезного компонента в продуктивном растворе,

- возможность минимизации отрицательного влияния заиливания,

 возможность интенсификации (в 1,5–2 раза) процесса перевода полезного компонента в раствор с помощью некоторых отработанных в лабораторных условиях приемов.

В геохимических процессах огромную роль играют бактерии. Диапазон их возможностей чрезвычайно широк: образование и разложение минералов, использование минералов как источника энергии для производства живого вещества (хемоавтотрофы), повышение и понижение окислительного потенциала, способность «работать» при низких (до –20 С) и высоких (до 120 С) температурах, устойчивость в широком диапазоне pH и т. д. Поэтому естественно, что в геотехнологии нашло свое применение и бактериальное выщелачивание [4, 5, 7, 8, 16, 19, 21].

В присутствии бактерий достигается существенная интенсификация процесса выщелачивания. Например, тионовые бактерии *Thiobacillus ferrooxidans* и др. могут использоваться при выщелачивании меди, никеля, цинка, мышьяка, кадмия, золота и других металлов. В России и Канаде разрабатываются технологии бактериального выщелачивания мышьяка и вскрытия тонко вкрапленного золота из упорных золотосодержащих концентратов перед их цианированием, что позволяет исключить дорогостоящий процесс обжига, загрязняющий атмосферу ядовитыми соединениями мышьяка. Использование бактериального выщелачивания позволяет решить проблему переработки труднообогатимых руд.

Теоретические основы биохимических и микробиологических процессов растворения и осаждения золота, возможность их использования для переработки упорных и мышьяксодержащих руд, а также технико-экономические показатели и перспективы развития этих способов золотодобычи наиболее полно рассмотрены в монографии Г. Г. Минеева [7].

В процессах бактериального выщелачивания золота главную роль играют продукты микробного синтеза: аминокислоты, пептиды, белки и нуклеиновые кислоты. Углеводы в растворении золота участия не принимают. Экспериментально установлено, что в кислой

среде белки осаждают золото, а в щелочной – растворяют. Солерастворимые белки микробного синтеза существенно лучше растворяют золото, чем солерастворимый глобулин животного происхождения. Реакционная способность пептидов зависит от их молекулярного веса: чем меньше молекулярный вес, тем выше растворимость золота.

Использование всего спектра геотехнологических методов, включая био- и криогеотехнологию, открывает широкие перспективы решения сырьевых и экологических задач в Забайкалье. Учитывая большое разнообразие техногенного сырья в Забайкальском крае, целесообразно создать специальную программу оценки техногенных месторождений и их геотехнологической переработки, построить многопрофильные предприятия и приступить к систематической ликвидации техногенных «помоек», угрожающих экологическому благополучию биосферы. Научная основа такой работы в значительной степени наработана институтами Сибирского отделения РАН в рамках программы «Сибирь».

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Адамов Э.В.</u>, Панин В.В. Бактериальное и химическое выщелачивание металлов из руд// Итоги науки и техники. Обогащение пол. ископ. М.:ВИНИТИ, 1974. Т. 8. С. 5–67.

2. <u>Бортникова С.Б.</u>, Гаськова О.Л., Присекина Н.А. Геохимическая оценка потенциальной опасности отвальных пород Ведугинского месторождения // Геохимия, 2010. № 3. С. 295–310.

3. <u>Голева Р.В.</u>, Иванов В.В., Куприянова И.И. и др. Экологическая оценка потенциальной токсичности рудных месторождений (методические рекомендации). М., 2001. 53 с.

4. <u>Каравайко Г.И.</u>, Кузнецов С.И., Голомзик А.И. Роль микроорганизмов в выщелачивании металлов из руд. М.: Наука, 1972. 248 с.

5. <u>Коробушкина Е.Д.</u> Роль микроорганизмов и продуктов их метаболизма в растворении золота / Авторефер. дис. на соиск. учен. степени канд. биол. наук, Иркутск, 1975. 32 с.

6. <u>Лодейщиков В.В.</u> Извлечение золота из упорных руд и концентратов. М.: Недра, 1968. 204 с.

7. <u>Минеев Г.Г.</u> Биометаллургия золота. М.: Металлургия, 1989. 159 с.

8. <u>Парес И.</u> Бактериальное выщелачивание золота. Биологическое исследование этого явления. Проблема практического применения. Л., 1968. 78 с.

9. <u>Птицын А.Б.</u> Геохимические основы геотехнологии металлов в условиях мерзлоты.-Новосибирск: Наука, 1992. 118 с.

10. <u>Птицын А.Б.</u> Добыча золота методами геотехнологии. Ч.1: Технологические решения//ФТПРПИ, 2001. № 1. С. 102–114

11. <u>Птицын А.Б.</u>, Абрамова В.А., Маркович Т.И., Эпова Е.С. Геохимия криогенных зон окисления. Новосибирск: Наука, 2009. 88 с.

12. <u>Рудные</u> элементы в водах зоны гипергенеза месторождений Забайкалья. / Погребняк Ю.Ф., Кондратенко Л.А., Лапердина Т.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1989. 203 с.

13. <u>Хабиров В.В.</u> Прогрессивные технологии добычи и переработки золотосодержащего сырья. М.: Недра, 1994. 271 с.

14. <u>Чантурия В.А.</u>, Макаров В.Н., Макаров Д.В. Инженерная экология: особенности гипергенных процессов в заскладированных горнопромышленных отходах. // Инженерная экология, 1999. № 4. С. 2–9.

15. <u>Щербакова Е.П.</u>, Видерлюнд А., Малиновский Д.Н. Экспериментальное исследование геохимической устойчивости хранилищ отходов обогащения сульфидных руд. // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология, 2004. № 2. С. 134–141.

16. <u>Attia Y.A.</u> and El-Zeky M. Bioleaching of gold tailings with adapted bacteria // Hydrometallurgy, 1989. V. 22. P. 291–300.

17. <u>Davis A.</u>, Tran T., Young D.R. Solution chemistry of iodide leaching of gold // Hydrometallurgy, 1993. V. 32. P. 143–159.

18. <u>Espiell F.</u> Gold and silver recovery by cyanidation of arsenopyrite ore // Hydrometallurgy, 1986. V. 16. P. 141–151.

19. <u>Kelly B.C.</u>, Tuovinen O.H. Microbial oxidation of minerals in mine tailings // Chemistry and biologyof solid waste. Berlin: Springer, 1988. P. 33–53.

20. <u>Lewis A.</u> Leaching and precipitation technology for gold and silver ores // Engineering and Mining Journal, 1983. V. 184. N 6. P. 48–56

21. <u>Murthy D.S.R</u>. Microbially enhanced thiorea leaching of gold and silver lead-zinc sulphide flotation tailings // Hydrometallurgy, 1990. V. 25. P. 51–60.

22. <u>Qi P.H.</u> and Hiskey J.B. Dissolution kinetics of gold in iodide solutions // Hydrometallurgy, 1991. V. 27. P. 47–62.

23. Rose T.K., Newman W.A.C. The metallurgy of gold. London, 1937. 561 p.

24. <u>Yuan T.</u>, Guo G., Wang W., Li D. et al. Bioavailability, mobility, and toxicity of Cu in soils around the Dexing Cu mine in China // Environ Geochem Health, 2011. V. 33. P. 2–5.

# ВОЗМОЖНЫЙ ВКЛАД В ОБРАЗОВАНИЕ НАНОЧАСТИЦ САМОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В МИНЕРАЛАХ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЕСТЕСТВЕННОГО РАДИОАКТИВНОГО РАСПАДА ЭЛЕМЕНТОВ (НА ПРИМЕРЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ)

#### А.Я. Пшеничкин

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, 634050, Томск, Ленина, 30, Россия

Рассматривается возможный способ образования наночастиц элементов платиновой группы и золота в минералах в результате естественного радиоактивного распада рядов радиоактивных цепочек изотопов, в результате радиоактивных превращений которых образуются стабильные изотопы элементов.

наночастицы элементов платиновой группы, золото, изотопы, радиоактивный распад, радиоактивные цепочки

# POSSIBLE CONTRIBUTION TO THE FORMATION OF NANOPARTICLES OF NATIVE METALS IN MINERALS AS A RESULT OF THE NATURAL RADIOACTIVE DECAY OF ELEMENTS (FOR EXAMPLE PLATINUM GROUP ELEMENTS)

#### A.Ya. Pshenichkin.

The possible method of forming platinum group elements nanoparticles and gold in minerals is considered as a result of natural radioactive decay series radioactive isotope chains, as a result of which radioactive transformations stable elements isotopes are formed.

platinum group elements nanoparticles, gold, radioactive decay, isotopes

В настоящее время, в связи с использованием зондовых и просвечивающих электронных микроскопов, стало возможным «рассмотреть» состояние вещества, размерностью от одного и менее нанометров. На этой основе формируются новые науки, в том числе наноминералогия и наногеохимия, объектом исследования которых является зона перехода от атома элемента, через кластеры, наночастицы до кристаллов и поведение наночастиц минералов в природных процессах и экспериментах [3, 6].

В золоторудных, комплексных золото-платиноидных, золото-платиноидноредкометалльных и других типах месторождений наряду со свободным видимым золотом и элементами платиновой группы (ЭПГ), встречаются самородные благородные металлы в виде наночастиц размером 1–30 нм, что было показано для Сухоложского и других золоторудных месторождений [2, 4]. При этом содержание ЭПГ достигает промышленно значимых значений. Золото и ЭПГ концентрируются, в основном, в пирите, арсенопирите и углеродистом веществе. Благородные металлы в этих рудах трудно извлекаются при обогащении и руды этих месторождений относятся к так называемым «упорным рудам». Традиционно считается, что отложения золота и ЭПГ в пирите и арсенопирите и других минералах происходило в результате гидротермальной деятельности при определенных термодинамических условиях системы.

Однако в природе существует и другой механизм образования наночастиц благородных (да и других) металлов: образование элементов (изотопов) за счет радиоактивных превращений элементарных частиц (изотопов), которое в природе очень широко осуществляется [1].

В настоящее время известно 273 стабильных изотопа и около 1700 радиоактивных [5]. Хотя «стабильность» для стабильных изотопов понятие, по-видимому, относительное, так как стабильный изотоп <sup>204</sup><sub>82</sub>Pb имеет период полураспада около 10<sup>50</sup> лет.

В природе кроме естественных радиоактивных элементов (уран, торий) почти у всех элементов периодической системы Менделеева существуют стабильные и радиоактивные (неустойчивые) изотопы, количество которых у элементов от 1 до 10.

Радиоактивные превращения изотопов осуществляются путем α- и β-распада, электронного захвата и спонтанного деления ядер.

Самопроизвольное превращение атомных ядер происходит по закону радиоактивного распада, согласно которого скорость распада (т.е. число ядер распадающихся в единицу времени) пропорциональна количеству не распавшихся ядер в данный момент времени. Скорость распада радионуклида можно характеризовать через величину периода полураспада Т-времени, в течение которого распадается половина имеющегося числа атомов радионуклида.

Среди тяжелых естественных радиоактивных элементов конца периодической таблицы Менделеева известно 3 радиоактивных семейства:  $^{238}_{92}$ U,  $^{235}_{92}$ U и  $^{232}_{90}$ Th, которые через чередование ряда  $\alpha$ - $\beta$ -распадов превращаются в стабильные изотопы  $^{206}_{82}$ Pb,  $^{207}_{82}$ Pb,  $^{208}_{82}$ Pb соответственно. Кроме того, на ранних этапах развития Земли существовал ряд нептуния  $^{237}_{32}$ Np. Члены этого ряда получены в результате искусственных ядерных реакций.

Исследование изотопов искусственных трансурановых элементов и нейтронных ядерных реакций значительно расширило наше представление о радиоактивных рядах. Оказалось, что естественные радиоактивные ряды представляют собой только часть радиоактивных семейств, значительно более обширных и заключающих в себе многочисленный набор радиоизотопов. Например, найдено, что эйштейний-254 испытывает β-распад и четыре последующих α-распада, превращается в уран-238:

 ${}^{254}_{99}\mathrm{E}_{s} \rightarrow {}^{254}_{100}\mathrm{F}^{\alpha}_{m} \rightarrow {}^{250}_{98}\mathrm{Cf}^{\alpha} \rightarrow {}^{246}_{96}\mathrm{Cm}^{\alpha} \rightarrow {}^{242}_{94}\mathrm{Pu}^{\alpha} \rightarrow {}^{238}_{92}\mathrm{U}.$ 

Неустойчивые радиоактивные изотопы элементов распадаясь, переходят в новые радионуклиды и, в конечном счете, радиоактивные превращения заканчиваются стабильным нуклидом (изотопом), образуя так называемые радиоактивные цепочки. В зависимости от схемы распада ядер радиоактивнее цепочки могут быть простыми (линейными) и сложными (с ветвлениями). Доля превращения материнского радионуклида в дочерние характеризуется коэффициентом ветвления и выражается в процентах по отношению ко всем видам превращений данного ядра. Ниже приведен ряд радиоактивных цепочек изотопов, в результате

радиоактивных превращений которых образуются стабильные изотопы элементов платиновой группы и золота (рис. 1) [1].



Рис. 1. Ряд радиоактивных цепочек изотопов, в результате радиоактивных превращений которых образуются стабильные изотопы элементов платиновой группы и золота.

Кроме того, стабильные изотопы благородных металлов образуются в других радиоактивных цепочках [1]. Здесь для краткости показаны только крайние члены изобарных цепочек (левый и правый) и стабильный изотоп.

Таким образом, в результате радиоактивных превращений радионуклидов образуются стабильные изотопы благородных металлов, которые могут накапливаться в минералах в виде наночастиц и вносить определенный вклад в содержание того или иного элемента в минерале или породе.

Здесь не обсуждается процесс образования значительных скоплений рудных компонентов, вплоть до промышленно значимых, за счет радиоактивного распада радионуклидов. Хотя данный вопрос неоднократно поднимался П.А. Корольковым в середине 50-х годов XX века и обсуждался на сессиях Ученого Совета (и других совещаниях) Горно-геологического института Уральского ФАН СССР.

Работа выполнена при финансовой поддержке Госзадания "Наука", № 1.1312.20142.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Гусев Н.Г.</u>, Дмитриев П.П. Радиоактивные цепочки: Справочник. М.: Энергоатомиздат, 1988. 112 с.

2. <u>Дистлер В.В.</u>, Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Форма нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений, 1996. Т. 38. № 6. С. 467–486.

3. <u>Конеев Р.И.</u> Наноминералогия золота эпитермальных месторождений Чаткало-Кураминского региона (Узбекистан). С-Пб.: DELTA, 2006. 220 с.

4. <u>Коробейников А.Ф.</u> Платинометалльные месторождения. Т. III. Комплексные золоторедкометалльно-платиноидные месторождения. М.: Научный мир, 2004. 236 с.

5. Куликов И.С. Изотопы и свойства элементов: Справочник. М.: Металлургия, 1990. 120 с.

6. <u>Моисеенко В.Г.</u> Вопросы наногеохимии золота // Наногеохимия золота: Труды Симпозиума (Владивосток, 17-18 апреля 2008 г.). Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 6–30.

7. <u>Пшеничкин А.Я.</u>, Рихванов Л.П., Шубин Г.В. Методы определения возраста горных пород и минералов. Учебное пособие. Томск: ТПИ, 1978. 93 с.

# О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЗОЛОТА В ПИРИТАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

#### А.Я. Пшеничкин

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, 634050, Томск, Ленина, 30, Россия

Приведены результаты анализов на золото пиритов ряда золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Показано, что золото обнаружено во всех проанализированных пробах пирита от 0,04 до 20,0 г/т. Характер его распределения в пиритах неравномерный. Наиболее обогащены металлом пириты продуктивных минеральных ассоциаций, наименее – ранние слабо золотоносные ассоциации и пириты околорудных метасоматитов.

золото, пирит, золоторудные месторождения

### GOLD IN PYRITE WITHIN ALTAI–SAYAN FOLDED BELT GOLD DEPOSITS A. Ya. Pshenichkin

This article describes the result analysis of gold in pyrite for a number of some Altai–Sayan folded belt gold deposits. The analyzed pyrite samples showed gold grade from 0.04 to 20.0 g/t, which proves the fact that the gold concentrations in pyrites is irregular. Pyrites in productive mineral associations include significant metal enrichment, while pyrites of early poor gold-bearing associations and wallrock metasomatites are less prolifie.

gold, pyrite, gold deposits, Altai–Sayan folded belt

Пирит является одним из самых распространенных сульфидных минералов золоторудных месторождений генезиса. Правильно расшифрованная различного информация, закодированная в морфологии кристаллов, физических свойствах и элементахпримесях минерала, дает возможность говорить не только о генезисе пирита, но и месторождения в целом [2, 3, 6]. По выявленным типоморфным свойствам пирита можно судить о минералогической и геохимической зональности месторождений, уровня их эрозионного среза, их перспективности на глубину и фланги, а также выявлять «слепые» рудные тела. Особенно информативной в этом отношении является содержание золота в пирите, повышенные концентрации которого (как в рудных телах, так и в околорудных метасоматитах) дают основание говорить о перспективности рудных тел и месторождений [1, 4]. Для большинства месторождений наблюдается положительная корреляция между кристаллами пирита пентагон-додекаэдрического габитуса и содержанием золота, как в пиритах, так и в рудных телах [3, 5, 6].

Методами нейтронно-активационного и полярографического анализов проанализированы пириты из рудных тел и околорудных метасоматитов золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области: Коммунаровское, Балахчинское, Саралинское, Ольховско-Чибижекское (Лысогорское, Медвежье, Константиновское), Тарданское, Октябрьское (табл. 1). Золото обнаружено во всех проанализированных пробах пирита от 0,04 до 20,0 г/т. При этом содержание золота в пиритах разных месторождений и разных минеральных ассоциаций внутри месторождений неравномерное. Наибольшие его

концентрации отмечаются в пиритах из продуктивных минеральных ассоциаций, наименьшие – из ранних минеральных ассоциаций и в пиритах из околорудных метасоматитах (см. табл. 1).

Таблица	1.	Содержание	золота	B	пиритах	золоторудных	месторождений	Алтае-
Саянской с	клад	цчатой област	И					

Минеральные ассоннании		Содер	V %		
минерильные иссоцииции	n	от	до	среднее	V, 70
Коммунаровское рудное поле	е (Кузне	ецкий Алата	v)		
Кварцево-золото-актинолитовая	14	0,22	10,0	5,45	80
Кварцево-золото-шеелитовая	5	0,22	5,0	2,92	76
Кварцево-золото-теллуровисмутитовая	9	0,10	20,0	5,56	164
Пирит околорудных метасоматитов	10	0,04	10,0	2,42	165
Балахчинское рудное поле (	Кузнец	кий Алатау)			
Кварцево-золото-полиметаллическисульфидная	56	0,10	20,0	3,95	124
Пирит березитов	28	0,10	5,0	0,94	126
Саралинское рудное поле (	Кузнецн	сий Алатау)		<u> </u>	
Кварцево-золото-сульфидная	9	0,4	20,0	5,6	159
Пирит околорудных метасоматитов	7	0,1	5,3	3,7	95
Пирит метаморфогенный	3	0,04	0,1	0,08	
Ольховско-Чибижекское рудное поле (Восточный Саян) Константиновское месторождение					
Карбонатно-пирит-пирротиновая	75	0,10	20,0	4,77	89
Кварцево-золото-сульфидная		0,10	20,0	4,73	102
Пирит околорудных метасоматитов		1,00	9,0	4,90	60
Медвежье местор	рожден	ue			
Карбонатно-пирит-пирротиновая	18	0.10	3,0	1,05	135
Кварцево-золото-сульфидная	59	0,08	9,9	2,76	104
Пирит околорудных метасоматитов	10	0,10	0,5	0,30	142
Лысогорское мест	орожде	ение			
Кварцево-золото-пирит-висмутитовая	9	0,10	9,0	3,64	80
Пирит околорудных метасоматитов	4	0,07	2,7	1,25	98
Тарданское месторождение	е (Вост	очный Саян	)		
Скарново-золото-медно-сульфидная	14	0,05	5,0	1,57	147
Кварцево-золото-сульфидная	5	0,05	7,5	2,45	132
Пирит околорудных березитов	3	0,05	3,6	1, 35	
Октябрьское (Вост	очный (	Саян)			
Кварцево-золото-сульфидная	8	0,10	10,0	3,2	87
Пирит из углеродистых сланцев	24	0,05	0,6	0,27	24

*Примечание:* Анализы выполнены методом нейтронно-активационного анализа на ядерном реакторе НИИ ЯФ ТПИ, аналитик В.Л. Чесноков и полярографическим методом в лаборатории геологии золота ГРФ ТПИ, аналитик Н.А. Новикова.

Наиболее обогащены золотом пириты Коммунаровского рудного поля. Так в пиритах кварцево-золото-актинолитовой (Масловское, Январское, Калиостровское) и кварцевозолото-теллуровисмутитовой (Знаменитинское, Кузнецовское, Январское) средние содержания золото близки 5,45 и 5,56 г/т. В два раза меньше концентрация золота в пиритах кварцево-золото-шеелитовой ассоциации (Спасское) и пиритах околорудных метасоматитах всех месторождений рудного поля. Почти такие же средние содержания золота отмечаются в пиритах кварцево-золото-сульфидной продуктивной ассоциации Саралинского рудного поля - 5,6 г/т. Здесь наблюдаются самые высокие содержания золота в пиритах из околорудных метасоматитов региона – 3,7 г/т. С глубиной Каскадного и Андреевского месторождений концентрация золота в пиритах уменьшается волнообразно с амплитудой 260-280 м, с обогащением в наиболее богатых частя рудных тел. Диагенетический пирит из вмещающих сланцев содержит минимальные концентрации золота – 0,08 г/т. По повышенным концентрациям золота в пиритах и преимущественному развитию в кварцевых жилах кристаллов пирита пентагон-додекаэдрического габитуса рудного поля выделены следующие перспективные участки – Центральный, Кузнецовский, Встречный, Веркинский.

Для Ольховского-Чибижекского рудного поля намечается увеличение уровня эрозионного среза месторождений от Лысогорского (вскрытого штольневыми горизонтами) к Медвежьему (отработанному на 11-ти горизонтах), Константиновскому (отработанному на 5-ти горизонтах) к Тарчинскому на северо-востоке рудного поля (разведанному колонковым бурением), где в рудах и пиритах отмечаются очень низкие содержания металла. В Ольховско-Чибижекском рудном поле наибольшие и близкие концентрации золота наблюдаются в пиритах всех минеральных ассоциаций Константиновского месторождения – 4,73–4,90 г/т. Беднее золотом пириты продуктивных ассоциаций Лысогорского (3,64 г/т) и Медвежьего (2,75 г/т) месторождений. Пириты околорудных метасоматитов в 3-9 раз меньше обогащены золотом, чем пириты руд (кроме Константиновского месторождения, где среднее содержание золота даже несколько выше, чем рудных пиритах). С глубиной Медвежьего месторождения содержание золота в пиритах уменьшается волнообразно с амплитудой 200-240 м. Такое же волнообразное изменение наблюдается для большинства элементов-примесей в пиритах месторождения [1, 4]. Для Константиновского месторождения с глубиной намечается тенденция возрастания средних содержаний золота в пиритах с 3,1 г/т на горизонте 417 м до 5,9 г/т на горизонте 297 м. Это может свидетельствовать о перспективности месторождения на глубину.

Пириты кварцево-золото-полиметаллическисульфидной ассоциации кварцевых жил Балахчиноского рудного поля характеризуются довольно высокими концентрациями металла – 3,95 г/т (при разбросе 0,1–20,0 г/т). При этом наблюдается как горизонтальная, так и вертикальная зональность в распределении золота в пиритах рудных тел. Горизонтальная зональность характеризуется в уменьшении концентраций золота в пиритах от Майской более высокотемпературной жилы (6,9 г/т), к пиритам Октябрьской среднетемпературной (3,2 г/т) и к пиритам Чапаевской и Изотовской низкотемпературных жил (3,07 г/т). Это отражает уменьшение уровня эрозионного среза жил в этом направлении. С глубиной наблюдается иногда существенное возрастание золота в пиритах всех кварцевых жил. Отмечается довольно высокое накопление золота в акцессорных пиритах Балахчинского диорит-монцонитового массива – 0,11 г/т.

Пириты Тарданского скарново-рудного Октябрьского И кварцево-жильного месторождений Тывы отличаются пониженными содержаниями золота по сравнению с другими месторождениями региона (см. табл. 1). Так, только на Октябрьском месторождении (Амыло-Систигхемский район) в кварцевых жилах Степановской, Григорьевской отмечаются содержания золота в пиритах до 10 г/т (среднее по пиритам месторождения 3,2 г/т), а в других жилах месторождения (Никольская, Неизвестная, Поперечная, Баба) много ниже. Метаморфогенные пириты из углеродистых сланцев содержат всего 0,27 г/т золота. Не высокие средние концентрации золота отмечаются в пиритах из скарноворудных тел Тардана – 1,57 г/т. Золото здесь очень мелкое, как в пирите, так и в рудах. С глубиной рудных тел намечается некоторое увеличение содержаний золота в пиритах. В кварцевых жилах рудопроявления Копто, находящемся в 6 км на северо-восток от Тардана, содержание золота в пиритах кварцевых жил и околорудных березитах выше - 2,45 и 1,35 г/т соответственно, чем в скарноворудных телах Тардана.

Распределение золота в пиритах из разнотемпературных минеральных ассоциаций и генераций месторождений обычно лево асимметричное, нередко двухмодальное и чаще всего крайне неравномерное. Это обусловлено наличием крупных, тонкодисперсных и субмикроскопических выделений его в пирите. При этом крупные выделения золота характерны для более низкотемпературных минеральных ассоциаций, а тонкодисперсное – для высокотемпературных. Между содержанием золота и другими элементами-примесями в пиритах месторождений часто не обнаруживается какой-либо устойчивой связи. Лишь на Лысогорском месторождении имеется положительная связь золота с Zn (0,50), Bi (0,69), Ag (0,89), Cu (0,55), Co (0,88), Ni (0,70) и отрицательная – с As (0,75). В других месторождениях иногда отмечается положительная корреляция между Au и Cu – Константиновское (0,41), Балахчинское (0,53), Коммунаровское (0,51), Au и Mn – Балахчинское (0,47), Au и Co (0,52) и Ni (0,62) – Коммунаровское; и отрицательная – между Au и As – Балахчинское (0,85).

Таким образом, проведенные исследования показали, что пириты золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области содержат повышенные концентрации золота, в том числе пириты из околорудных метасоматитов этих месторождений, в которых нередко на порядок выше содержание металла, чем в пиритах не из золоторудных месторождений. Всё это дает возможность подходить более целенаправленно к оценке продуктивности рудных тел и месторождений, их уровню эрозионного среза и их перспективности на глубину и фланги.

Работа выполнена при финансовой поддержке Госзадания "Наука", № 1.1312.20142.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Коробейников А.Ф.</u>, Пшеничкин А.Я. Геохимические особенности пирита золоторудных месторождений // Геохимия, 1985. № 1. С. 93–104.

2. <u>Пшеничкин А.Я.</u> Термоэлектрические свойства пиритов некоторых золоторудных месторождений различных типов // Известия ТПИ, 1977. Т. 247. С. 74–78.

3. <u>Пшеничкин А.Я.</u> Пирит как поисковый минералогический критерий на золото // Минералогический сборник № 7. Генетическая информация в минералах. Сыктывкар, 1980. С. 150–151.

4. <u>Пшеничкин А.Я.</u> Элементы-примеси в пиритах как типоморфный признак золоторудных месторождений // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Сибири: Тезисы докладов конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика М.А. Усова. Томск: ТПУ, 1983. С. 186–187.

5. <u>Пшеничкин А.Я.</u> Кристалломорфология пирита и ее использование в практике поисково-разведочных работах на золото // Геология и геофизика, 1989. № 11. С. 65–75.

6. <u>Пшеничкин А.Я.</u>, Ананьев Ю.С. Технология поиска и локального прогноза золоторудных месторождений по типоморфным свойствам пирита // Развитие минеральносырьевой базы: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н до наших дней. Томск: ТПУ, 2013. С. 409–423.

# ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ СВЯЗЫВАНИЯ И УДЕРЖАНИЯ РАДИОНУКЛИДОВ НА ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРАХ

#### Л.И. Разворотнева, А.Е. Богуславский, Л.Г. Гилинская, Т.Н. Григорьева

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

Изучены физико-химические особенности сорбции радионуклидов: стронция, цезия и урана на природных минеральных сорбентах, включающих монтмориллониты, каолиниты, а также торф. Установлено, что основными причинами связывания и удержания радионуклидов являются: ионообменные процессы и образование комплексных соединений на поверхности минерала. Изучено влияние pH, солевого состава растворов, удельной поверхности, соотношение твердой и жидкой фаз на эффективность мобилизации радионуклидов. Для усиления поглощающих свойств проведено модифицирование изучаемых природных сорбентов

геохимические барьеры, моделирование сорбционных процессов, накопление радионуклидов, модификация глиняных сорбентов, надежность удержания радионуклидов

# PHYSICOCHEMICAL MODELING OF BINDING AND RETENTION OF RADIONUCLIDES PROCESSES ON GEOCHEMICAL BARRIERS

#### L.I. Razvorotneva, A.E. Boguslavskiy, L.G. Gilinskaya, T.N. Grigorieva

Physicochemical features of radionuclide sorption (strontium, cesium and uranium on the natural mineral sorbents including montmorillonites, kaolinites, and peat) are studied in this work. It has been found that the main reasons for binding and retention of radionuclides are ion-exchange processes and the formation of complex compounds on a mineral surface. The influence of pH, salt composition of solutions, a specific surface, solid-liquid phase ratio on radionuclide mobilization efficiency is studied. We modified natural sorbents to strengthen their absorbing properties.

geochemical barriers, modelling of sorption processes, accumulation of radionuclides, modification of clay sorbents, reliability of radionuclide retention

К одной из важнейших задач современной радиоэкологии и геохимии следует отнести физико-химических особенностей поведения изучение радионуклидов в условиях техногенных загрязнений. С целью защиты окружающей среды от неконтролируемой миграции радионуклидов в последние годы все активнее используются природные геохимические барьеры. Искусственно создаваемые аккумуляции радионуклидов на этих барьерах принципиально не отличаются от природных проявлений урановой минерализации в зонах гипергенеза [1]. В качестве материалов для создания барьеров используются глинистые минералы (монтмориллониты, каолиниты, иллиты и т.д.) и торфа. Среди параметров влияющих на сорбционную ёмкость, интенсивность и прочность связи влияют факторы различной природы, контролируя которые можно формировать органоминеральные барьеры с оптимальными параметрами иммобилизующих характеристик. Целью работы является изучение основных контролирующих факторов и определение диапазонов их воздействия.

Определение Sr и Cs проводилось атомно-абсорбционным методом на спектрометре фирмы Perkin Elmer, концентрация U определена на лазерном спектрометре «Ангара». Термический анализ образцов глин проводился на дериватографе «Paulik-J», фазовый состав контролировался рентгеноструктурным методом на дифрактометре ДРОН-3. ЭПР-исследования выполнены на радиоспекрометре «Kadiopan», fмод.=100 кГц, T=293 °C. Съемка ИК-спектров проводилась на двухлучевом спектрометре Specord 75 IR в области 400-4000 см<sup>-1</sup> с таблеткой чистого КВг в канале сравнения. Измерения площади поверхности и размеров пор проводились на приборе ASAP-2400 («Майкромеритикс», США) по адсорбции азота при 77 °К.

К физико-химическим факторам, влияющим на поглощающую и удерживающую способность геохимических барьеров в отношении радионуклидов, следует отнести: кислотность среды, ионную силу растворов, роль молекул воды в формировании поверхностных гидроксокомплексов, гидродинамический режим, показатели удельной поверхности и порового пространства (микро-, мезо- и макропоры), дефекты структуры минералов. Общепринято, что одним из главных процессов сорбции радионуклидов глинистыми минералами является ионный обмен между катионами обменного комплекса алюмосиликатной матрицы и растворимыми формами радионуклидов водной фазы. Нами было установлено, что глины сохраняют способность к катионному обмену в достаточно широком диапазоне pH от 4 до 9, что охватывает подавляющее большинство кислотности природных вод. Эксперименты по сорбции радионуклидов на примере азотнокислых солей Sr<sup>+2</sup>, Cs<sup>+</sup>, UO<sub>2</sub><sup>+2</sup> были выполнены на образцах монтмориллонитов, каолинитов, иллитов Сибирских месторождений. Сорбционную емкость определяли по изменению концентрации катионов стронция, цезия и урана в жидкой фазе после перемешивания на магнитных мешалках в течение 2-х часов. В результате установлено, что значения сорбционной емкости варьируют от 45 до 320 мг-экв/100г. Наилучшими показателями отличается монтмориллонит за счет внедрения сорбируемого катиона в межслоевое пространство структуры (табл. 1). Подтверждением этому является увеличение межплоскостных расстояний (до 20 %), на дифрактограммах, полученных рентгеноструктурным методом.

На примере каолинита и монтмориллонита показано, что количество радионуклидов, удерживаемых на сорбционных глинистых барьерах, зависит от величины удельной поверхности и степени дефектности приповерхностного слоя. Установлено, что высокая сорбционная способность каолинитов отдельных месторождений обусловлена структурными нарушениями различных типов, способствующих увеличению сорбционных возможностей глин за счет увеличения числа гидроксильных групп алюмосиликатного каркаса (табл. 2).

Таблица 1. Содержание радионуклидов (ионов  $UO_2^{+2}$ ,  $Sr^{+2}$ ,  $Cs^+$ ) в растворе после прохождения через глинистые сорбционные барьеры (г/л)

			1		1	
МИНЕРАЛ	U	r	Sr		Cs	
(месторождение)	$\mathrm{C}_{\mathrm{0}}$	C <sub>x</sub>	$C_0$	C <sub>x</sub>	$\mathrm{C}_{\mathrm{0}}$	C <sub>x</sub>
Щелочной						
монтмориллонит	9,5*10 <sup>-2</sup>	$1,7*10^{-4}$	3,0*10 <sup>-2</sup>	$1,2*10^{-3}$	7,3*10 <sup>-2</sup>	4,8*10 <sup>-5</sup>
(Таганское)						
Щелочноземельный						
монтмориллонит	9,5*10 <sup>-2</sup>	2,5*10 <sup>-5</sup>	3,0*10 <sup>-2</sup>	5,0*10 <sup>-3</sup>	7,3*10 <sup>-2</sup>	1,0*10 <sup>-2</sup>
(Таганское)						
Щелочноземельный						
монтмориллонит	1,2*10 <sup>-2</sup>	5,3*10 <sup>-5</sup>	3,0*10 <sup>-2</sup>	4,8*10 <sup>-4</sup>	7,3*10 <sup>-2</sup>	3,2*10 <sup>-3</sup>
(Камалинское)						
Щелочноземельный						
монтмориллонит	1,2*10 <sup>-2</sup>	6,4*10 <sup>-6</sup>	3,0*10 <sup>-2</sup>	2,3*10 <sup>-5</sup>	7,3*10 <sup>-2</sup>	1,6*10 <sup>-4</sup>
(Трошковское)						
Каолинит	$1.2*10^{-2}$	4.8*10 <sup>-4</sup>	$3.0*10^{-2}$	7.6*10 <sup>-4</sup>	7 2*10 <sup>-2</sup>	6 <i>4</i> *10 <sup>-3</sup>
(Трошковское)	1,2 10	4,010	5,0,10	7,010	7,5*10	0,4710

Примечание: C<sub>0</sub> – исходная концентрация, C<sub>x</sub> – концентрация после сорбции. Время сорбции 30 мин.

Таблица	2.	Физико-химические	свойства	механохимически	активированных
<b>ГЛИНИСТЫХ</b>	мине	ралов			

	Время	Время		Обменные	Гидроксильные группы,		
Минерал	активации,	$I_{omh}$	S <sub>уд</sub> , м <sup>2</sup> /г	катионы,	МКГ	мкг-экв/г	
	мин.			мкг-экв/г	≡Si-OH	=AL-OH	
	-	1	15,8	21	20	14	
Каолиция	10	0,53	41,3	12	350	240	
Каолинит	20	0,28	54,9	12	450	320	
	45	0	47,2	0	700	450	
	-	1	64,3	680	100	80	
Монтмориллонит	10	0,39	81,4	650	370	400	
монтмориллонит	20	0,13	88,2	386	640	500	
	45	0	47,8	0	1250	930	

При механохимическом воздействии кванты энергии, взаимодействующие с веществом, соизмеримы с прочностью химических связей или превышают её. Поэтому одним из путей сосредоточения упругой энергии является образование структурных дефектов кристаллической структуры. Для этого использовался метод механической активации в центробежных планетарных мельницах ЭИ 2\*150 в течение 5, 10, 20 и 30 минут. Судя по характеру изменений параметров тонкой структуры (уменьшение величины размеров областей когерентного рассеяния (ОКР) и микродеформаций) в течение 10 минут механической активации образуются мезо- и микродефекты (табл. 3), что приводит к увеличению захвата внедряемых ионов ( $UO_2^{2+}$ ,  $Sr^{2+}$ ,  $Cs^+$ ).

# Таблица 3. Характеристики разупорядочения структуры каолинита, подвергнутого механоактивации

Время активации, мин	OKP, Å	$\sqrt{\epsilon^2}$
Исходный образец	580	0,07
Активация на воздухе 1 мин	210	0,40
Активация в воде, 1 мин	510	0,08

Примечание:  $\sqrt{\epsilon^2}$  – абсолютные среднеквадратичные микроискажения.

Вследствие того, что число нарушений в структуре глинистых минералов увеличивается с уменьшением размеров частиц, возникают некомпенсированные парамагнитные состояния, фиксируемые методом ЭПР. В изученных образцах глин регистрируются ионы  $Fe^{+3}$  в октаэдрических позициях, а также центры типа O<sup>-</sup>, O<sub>2</sub><sup>3-</sup>, OH<sup>0</sup>, Si-O<sup>-</sup>. Кроме структурных центров в образцах монтмориллонитов зарегистрирован спектр ЭПР примесной микрофазы ионов  $Fe^{+2}$ , который представляет собой широкую (около 130 мТл) линию с g = 2,05. В природных образцах глинистых минералов микрофазы  $Fe^{+3}$  присутствуют практически всегда, их спектры ЭПР представлены широкими линиями (150 мТл и более) в большой области значений g-факторов. Эксперименты по сорбции уранила доказали эффективность участия этих фаз железа.

Обращают на себя внимание следующие экспериментальные факты:

а) после сорбции уранил-иона интенсивность ЭПР-центров уменьшается приблизительно в 2 раза, а в некоторых образцах они исчезают полностью;

б) в монтмориллонитах с сорбированным  $UO_2^{2^+}$  в спектре ЭПР появляется широкая (80–120 мТл) симметричная линия комплексов Fe<sup>+3</sup> в области g = 2,00, что свидетельствует об окислительно-восстановительном взаимодействии U(VI) с примесным Fe<sup>+2</sup>, входящим в структуру глинистого минерала;

в) При отжиге парамагнитных центров, проведенном в интервале температур 100 – 650 °C, сорбционная емкость глин падает на 30–50 %, что свидетельствует о том, что поглощающая активность глин связана не только с обменными ионными процессами, но и с ненасыщенными валентными состояниями на поверхности.

С середины прошлого века установлена связь урановой минерализации с органическими веществами в месторождениях. В развитии этих ассоциаций важное значение имеют гуминовые и фульвокислоты [3, 4]. Кроме того, гуминовые вещества могут использованы при фиксации радионуклидов из отходов ядерной промышленности. В проведенных нами экспериментах показано, что фиксация радионуклидов происходит преимущественно за счет катионообменных процессов (табл. 4). Независимо от типа сорбентов эти реакции для природных условий являются быстропротекающими процессами, основной объём стронция выводится в течении 30 минут (табл. 5).

Таблица 4. Максимальная емкость катионного обмена (ЕКО) мг-экв/100г у торфов разного генезиса в отношении растворов  $UO_2^{+2}$ ,  $Sr^{+2}$ 

Сорбент	ЕКО, мг-экв/100г		
	$UO_2^{+2}$	Sr <sup>+2</sup>	
Торф верховой	2432	540	
Торф низинный	1542	630	

Спектроскопия в инфракрасной области показала, что уран в твердофазных гуминовых кислотах находится в виде комплекса  $UO_2^{+2}$  с карбоксильными группами, являющимися по своей природе бидентантными лигандами [2].

Таблица 5. Изменение концентрации стронция в растворе в процессе сорбции разными типами торфов (г/л). Исходная концентрация урана 1,0\*10<sup>-3</sup> г/л

Образец	Время сорбции, мин				
	5	10	20	30	50
Торф верховой	1,2*10 <sup>-4</sup>	7,4*10 <sup>-5</sup>	2,1*10 <sup>-5</sup>	1,1*10 <sup>-5</sup>	8,2*10 <sup>-6</sup>
Торф переходный	0,9*10 <sup>-4</sup>	0,8*10 <sup>-5</sup>	6,8*10 <sup>-6</sup>	3,6*10 <sup>-6</sup>	2,3*10 <sup>-6</sup>
Торф низинный	1,2*10 <sup>-4</sup>	9,8*10 <sup>-5</sup>	3,9*10 <sup>-5</sup>	1,6*10 <sup>-5</sup>	1,0*10 <sup>-5</sup>

С целью увеличения поглощающей емкости глинистых сорбентов применялся метод модифицирования. В качестве добавок использованы как органические соединения (гуминовыми кислотами, выделенными из торфа), так и неорганическими (Fe(OH)<sub>3</sub>). Из торфов несколькими способами выделялись гуминовые кислоты (ГК): а) декальцификацией торфа соляной кислотой, щелочной экстракцией при разных температурах (40-70 °C), осаждением концентрированной соляной и серной кислотами. По методу Драгуновой было определено содержание кислотных функциональных групп (от 0,67 до 1,00 мг-экв на 1 г ГК). По данным ЯМР<sup>13</sup>С были установлены соотношения между различными функциональными группами в ГК. Так, карбоксильные группы (110-200 мД) давали соотношение 10,1-12,7, ароматические (110-160 мД) находились в диапазоне 35,3-43,8 и т.д. Для получения органомодифицированных глин проводили ряд операций, связанных с подготовкой образцов к модифицированию: набухание в воде, в ряде случаев переведение в натриевую форму, изменение рН среды, предварительная обработка буферными растворами. В качестве матрицы использовался Са- монтмориллонит Камалинского месторождения (Красноярский край), а также каолинит Трошковского месторождения (Иркутская область). Об эффективности процесса модификации судили по результатам рентгеноструктурных исследований. Из полученных дифрактограмм следует, что первый дифракционный максимум монтмориллонита по сравнению с естественной глиной смещен в сторону меньших углов, т.е. отвечает большему межплоскостному расстоянию. Разность между межплоскостными расстояниями  $d_{001}$  модифицированных (17–28 Å) и исходного (12,8 Å) образцов является количественным показателем изменений кристаллической структуры

минерала и свидетельствует о внедрении органических катионов в межпакетное пространство глины. При внедрении органических молекул в структуру каолинита величина первого межплоскостного базального расстояния увеличивается от 7,12 до 10,8–14 Å в зависимости от размера внедренных молекул. Количество адсорбированных глинами органических веществ в процессе создания модифицированного органоминерального сорбента определяли из дериватограмм исходного и модифицированного образцов по кривым ТГ и ДТГ. Проведенные расчеты показали, что количество органических соединений, внедренных в структуры глинистых минералов, составляет 75–80 мг-экв/100 г. Из неорганических соединений наиболее обещающим является введение  $Fe^{0}_{MET}$  которое при взаимодействии с природными водами будет переходить в гидроокись, одновременно снижая Еh и увеличивая сорбционную ёмкость.

Опыты по динамической сорбции радионуклидов (с использованием хроматографических колонок) на органоминеральных сорбентах из модельных и реальных (техногенных) растворов подтвердили результаты статических экспериментов и показали, что все типы сорбентов хорошо извлекают уран и цезий из водных растворов, но несколько хуже Sr (рис. 1).



Рис. 1. Изменение показателей емкостей катионного обмена мгэкв/100г для Cs и Sr в модифицированном каолините.

Неодинаковый вид кривых сорбционного поглощения Cs и Sr свидетельствует о различии в их механизмах сорбции. Кривые насыщения Sr свидетельствуют о том, что при условии оптимальных показателей pH, наряду с поверхностной адсорбцией, параллельно осуществляется хемосорбционный процесс с образованием поверхностных соединений (например,  $\equiv$ SiOSr<sup>+</sup> или R-Sr(OH)<sup>+</sup> и т.д.), а также ионный обмен с функциональными группами сорбента. Для всех радионуклидов при линейной скорости фильтрации 2,5 мл/(мин/см<sup>2</sup>) достигнуты высокие показатели очистки: содержание уранила из технических растворов снижалось до уровня 5\*10<sup>-5</sup> г/л уже в первых фракциях элюируемого раствора, достигая далее степени очистки 6\*10<sup>-7</sup> г/л.
Качество сорбентов оценивалось по значениям показателей емкости катионного обмена (ЕКО), которое рассчитывалось по результатам полученных в эксперименте изотерм сорбции. Так, значения ЕКО для модифицированных гуминовыми компонентами образцов составило 3156 мг-экв  $UO_2^{2^+}$  или 15,6 мг-экв  $Sr^{2^+}$  или 78,9 мг-экв Cs<sup>+</sup> на 100 г сухого вещества сорбента.

Проведенные эксперименты позволяют заключить, что основными причинами связывания радионуклидов, кроме обменных процессов. является образование поверхностных комплексов, которому способствуют различные нарушения химических связей на поверхностях частиц. В местах разрывов связей освобождаются валентности краевых ионов кислорода, а иногда и ионов металлов и возникают некомпенсированные парамагнитные центры с повышенной энергетикой, обеспечивая устойчивое связывание молекул радионуклидов. Приведенные данные позволяют наметить пути модифицирования материалов геохимических барьеров в зависимости от нужд конкретных производств. ввод в Использование механоактивации, состав органических и неорганических модификаторов позволяет в широких пределах изменять характеристики материалов, изначально программируя необходимые свойства.

Работа поддержана грантами президиума СО РАН № 110 и РФФИ № 13-05-00032.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Ковалев В.П.</u>, Мельгунов С.В., Пузанков и др. Предотвращение неуправляемого распространения радионуклидов в окружающую среду (геохимические барьеры на смектитовой основе). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 162 с.

2. <u>Разворотнева Л.И.</u>, Богуславский А.Е., Ковалев В.П. и др. Сорбция урана на геохимических барьерах на основе торфов разного генезиса/ // Экология промышленного производства, 2007. № 3. С. 33–37.

3. <u>Idiz E.F.</u>, Carlisle D., Kaplan I. R. Interaction between organic matter and trace metals in a uranium rich bog, Kern Country, California, U.S.A. // Appl. Geochem., 1986. V. 1. P. 573–590.

4. <u>Rao L.</u>, Choppin G. R., Clark S. B. A study of metal-humate interactions using cation exchange // Radiochim. Acta, 1994. V. 66/67. P. 141.

# РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАК ИНДИКАТОР ПОРОДО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ В РАЗВИТИЕ ИДЕЙ Ф. Н. ШАХОВА

### Л.П. Рихванов

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, 634050, г. Томск, проспект Ленина, д. 30, Россия

Показана индикаторная роль естественных радиоактивных элементов для решения вопросов генезиса магматических и метасоматических пород, понимания процессов флюидогенного рудообразования. Приведены некоторые примеры.

радиоактивные элементы, индикаторы, магматические породы, онгониты, рудообразование, метасоматоз, минералообразование, скарны

# RADIOACTIVE ELEMENTS AS AN INDICATOR OF ROCKFORMING AND ORE FORMATION IN THE DEVELOPMENT OF F.N. SHAKHOV'S IDEAS L.P. Rikhvanov

The article shows the indicator role of natural radioactive elements in dealing with the genesis of magmatic and metasomatic rocks, understanding the processes of fluid genetic ore formation. Some examples are given.

radioactive element, indicator, magmatic rock, ongonite, ore formation, metasomatism, minerogenesis, skarn

Ф. Н. Шахов высказал много плодотворных идей ПО вопросам магмо-И рудообразования. Достаточно вспомнить такие работы, как «Магматические породы Кузнецкого бассейна» (1927), «Происхождение белоречитов Алтая» (1940), «К теории месторождений» (1947), «Принципы систематики контактовых эндогенных рудных месторождений» (1962), «Геология жильных месторождений» (1964), «Магмы и руды» (1966) и др. Эти идеи получают свое развитие и в настоящее время, в том числе с использованием современных методов геохимических исследований. включая радиогеохимические, интенсивное развитие которых началось только во второй половине XX в. [15 и др.]. 118 лет назад Анри Беккерель (Франция) открыл уникальное физическое явление – испускание солями урана невидимых лучей («урановые лучи»), названных позднее Марией Кюри-Склодовской радиоактивностью. Химические элементы – носители этого явления стали называться радиоактивными. За это Анри Беккерель и Мария и Пьер Кюри получили Нобелевскую премию в 1906 г

Многочисленные исследования показали, что естественные радиоактивные элементы (ЕРЭ) встречаются во всем материальном мире в тех или иных количествах. Это позволило В. И. Вернадскому назвать их «всюдными». Более того, следует отметить, что существует общая закономерность в соотношении тория и урана, которую можно назвать законом Болтвуда – Розерфорда (они первые обратили внимание на этот факт, по-видимому, определяющейся законами мироздания). Отношения валовых содержаний тория к урану (Th/U)

удивительно выдержанные, начиная от Солнечной системы в целом (3,72) до ее планет и Луны (3,55), метеоритов (2,5-8,6), магматических образований (2,5-5,0, главным образом 3.5-4.5). Эта система отношений выдерживается во многих горных породах, за исключением пород хемо- и биогенного происхождения, а также продуктов метаморфизма и метасоматизма [13, 14 и др.]. Можно с уверенностью утверждать, что в настоящее время геохимия естественных радиоактивных элементов, прежде всего U и Th, а также продуктов их распада (Ra, Rn,  $U^{234}$ и др.) изучена наиболее хорошо, что обусловлено в первую очередь необходимостью поисков месторождений радиоактивного сырья для решения стратегических задач государства. И, конечно, этому способствовали и уникальные ядерно-физические свойства радиоактивных элементов (испускание γ-квантов, α- и β-частиц, спонтанное и индуцированное деление и др.), что позволило создать большое количество методов определения ЕРЭ на уровне ниже кларковых концентраций в любых природных объектах. В качестве примера можно привести метод запаздывающих нейтронов для U или нейтронно-активационный анализ для U и Th, методы гамма-спектрометрии как в лабораторных (камера низкого фона «КАНИФЕР» в ИГМ СО РАН), так и в полевых условиях, в том числе в многочисленных вариантах дистанционного определения. Уникальный метод осколочной (f) радиографии позволяет пространственно локализовать положение урана в структуре минерала, выявить характер его распределения в породах и установить особенности его перераспределения в процессе их преобразования или формирования каких-либо месторождений [10 и др.]. Косвенно этот метод позволяет решать вопрос о формах нахождения урана и их эволюции, что принципиально при изучении процессов рудообразования [17 и др.]. Кроме того, установлено, что химические свойства (валентность, размер ионных радиусов, растворимость и др.) U<sup>+4</sup> и Th<sup>+4</sup> идентичны и близки к таковым для TR, Zr, Hf и некоторых других редких элементов, тогда как  $U^{+6}$  принципиально от них отличается. Иными словами, геохимическая «судьба» U и Th идентична в магматических и высокотемпературных процессах, тогда в низкотемпературных флюидо-водных системах, в экзогенных условиях в силу перехода  $U^{+4}$  в  $U^{+6}$  она становится иной [1, 6 и др.]. Соответственно, показатель их отношения будет другим, что позволяет использовать его для целей типизации различных геологических процессов и их продуктов [8].

Подводя краткие итоги работ по установлению закономерностей поведения и накопления ЕРЭ в геологических процессах советскими и российскими геологами (В. И. Вернадский, А. П. Виноградов, Д. И. Щербаков, В. И. Баранов, В. И. Герасимовский, А. А. Смыслов. В. Е. Плюшев. Г.Б. Наумов, В. М. Гавшин, Ф. П. Кренлелев. А. С. Митропольский и мн. др.), а также зарубежными специалистами (Adams J. A. S., Larsen R.J. и др.), можно сделать следующий обобщающий вывод: радиоактивные элементы можно использовать в качестве «меченых атомов» и с их помощью решать вопросы стратиграфического расчленения осадочных и метаморфических толщ, магматических комплексов, определять их формационную принадлежность и геодинамические условия формирования, проводить типизацию рудно-магматических систем, разрабатывать критерии и признаки прогнозирования и поисков месторождений нерадиоактивного сырья (благородные металлы, углеводороды и др.).

При этом следует особо отметить: для этих целей следует оценивать не столько уровни накопления радиоактивных элементов (хотя это и немаловажно), сколько то, в какой степени изменяется (как правило, увеличивается) дисперсия в распределении триады ЕРЭ, как изменяются параметры корреляционных связей между ними и их отношений, формы их нахождения, прежде всего урана. Наши многолетние исследования по геохимии ЕРЭ подтверждают чрезвычайно важный фундаментальный теоретический и практический радиогеохимический вывод А. А. Смыслова, Ф. П. Кренделева и др.: «в пределах однородного распределения ЕРЭ нельзя рассчитывать на обнаружение эндогенных концентраций нерадиоактивного рудного сырья» [3]. Это, по существу, является парадигмой радиогеохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых, и не только рудных. Роль индикатора играют и величины взаимосвязи радиоактивных элементов с другими компонентами. Так, например, для гидротермальных месторождений зон рудными тектономагматической активизации Забайкалья (в понимании А. Д. Щеглова), по данным Ф. П. Кренделева и его коллег [2], характерна корреляционная связь ЕРЭ с Мо, Ag, Sb, Hg и некоторыми другими элементами, что подтверждается нашими исследованиями по Алтае-Саянской складчатой зоне [8 и др.].

Радиогеохимические показатели можно успешно использовать для типизации гидротермально-метасоматических и рудных образований, как это было показано нами [8 и др.], а характер их изменения является достаточно надежным прогнозно-поисковым признаком флюидогенных месторождений (рис. 1). Радиогеохимические данные, полученные нами [10] по скарновым месторождениям (контактовым, по Ф. Н. Шахову) подтверждают идеи Ф. Н. Шахова [19] о сложном генезисе месторождений такого типа (рис. 2). Данные по уровню накопления, формам нахождения урана и значению Th/U отношения в минералах рудоформирующего процесса (пирит, карбонаты, флюорит и др.) могут быть критериями и для формационного анализа, и для решения вопросов генезиса [8–10 и др.]. Нами [12, 16 и др.] на примере разработки технологии прогнозирования месторождений углеводородов показано, что это работает на уровне не только эндогенных, но и экзогенных процессов. Индикаторная роль ЕРЭ наиболее видна на примере анализа магматических комплексов. Чрезвычайно важный индикатор магматической природы гранитоподобных пород – отношение Th/U, которое для магматических пород составляет 2,5–5. Это отношение, на наш взгляд, является критерием магматической природы тех или иных типов пород интрузиво- или эффузивоподобного облика (например, онгонитов Монголии и онгонитов Алтая и т. д.). Так, онгониты (петротип дайковых пород) – это радиогеохимически специализированный комплекс по содержанию урана (5,7 г/т), близкий к таковому по содержанию тория (20,6 г/т) при Th/U = 3.6. По этим параметрам они соответствуют классическим магматогенным образованиям. В то же время выделенные как их аналоги дайковые образования («калгутиты») в Горном Алтае не могут рассматриваться как таковые, потому что имеют принципиально иные радиогеохимические показатели (Th/U < 1), что, скорее всего, отражает высокую степень их метасоматической переработки.



Рис. 1. Проявленность золоторудных объектов Наталкинского рудного поля в некоторых радиогеохимических показателях. Карта разности вторичных составляющих содержаний калия и тория по данным аэрогамма-спектрометрии [4].



Рис. 2. Диаграммы изменения уровня накопления радиоактивных элементов в процессе формирования скарнов и скарновых месторождений.

а – по температурным фациям скарнов (1 – волластонит-плагиоклазовой, 2 – пироксен-гранатволластонитовой, 3 – пироксен-гранатовой, 4 – гранат-эпидотовой, 5 – пироксен-эпидотовой);
б – по стадиям скарнообразующего процесса (по П.П. Пилипенко): стадии метасоматоза (1 – кремниевого, 2 – алюмосиликатного, 3 – галоидного, 4 – железного, 5 – флюидно-водного, 6 – сульфидного).

Радиоактивные элементы в магматических породах являются четкими индикаторами геодинамических обстановок их формирования и потенциальной рудоносности [5, 8, 15 и др.]. Наш опыт по изучению геохимии радиоактивных элементов в любых типах горных пород и почв позволяет однозначно утверждать, что полевые гамма-спектрометрические

методы являются одними из самых эффективных для определения ЕРЭ [7, 8 и др.]. Выполненные нами работы в полях развития траппового магматизма позволили установить, что рудоносные интрузии норильско-талнахского типа отличаются достаточно четкими радиогеохимическими особенностями [8, 11], а базит-ультрабазитовые платиноносные типа (Восточный Саян) комплексы кингашского имеют ярко выраженную радиогеохимическую специфику (устное сообщение И.С.Соболева). Базальтовый магматизм Кузбасса и Минусинского прогиба также характеризуется ярко выраженными радиогеохимическими признаками [8 и др.].

Радиогеохимические показатели могут и должны использоваться как индикаторы происхождения пород, генезис которых дискуссионен в силу широко проявленных явлений конвергенции, например, метасоматитов типа белоречитов, детально описанных Ф. Н. Шаховым [18].

«Всюдность» радиоактивных элементов, их прекрасные ядерно-физические характеристики, наличие большого объема информации по общим геохимическим особенностям ЕРЭ в природных процессах, в том числе полученной учениками Ф. Н. Шахова (Ф.П. Кренделевым, А.С. Митропольским, В.М. Гавшиным, В.П. Ковалевым, В.А. Злобиным, Д.К. Осиповым, Р.С. Журавлевым, С.В. Мельгуновым и др.), – все это позволяет быть уверенным, что естественные радиоактивные элементы и их изотопы могут быть использованы как индикаторы для проверки многих идей, высказанных в свое время Феликсом Николаевичем Шаховым.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Вернадский В.И.</u> Избранные сочинения: в 5 т. Очерки геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. 696 с.

2. <u>Кренделев Ф.П.</u>, Миронов А.Г., Гофман А.М. Применение гаммаспектрометрических методов для оконтуривания рудных зон в Забайкалье // Геология и геофизика, 1976. № 8. С. 67–75.

3. <u>Кренделев Ф.П.</u>, Гофман А.М., Климов В.И. и др. Радиогеохимические ореолы в золоторудных полях Западного Узбекистана (по данным гамма-спектрометрии). Новосибирск: Наука, 1976. 53 с.

4. <u>Лазарев Ф.Д.</u>, Ромашко В.В., Кирплюк П.В. Естественные радиоактивные элементы-эффективный инструмент прогноза золоторудных объектов // Матер. IV Международ. конф. «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека». Томск: Изд-во ТПУ, 2013. С. 321–324.

5. <u>Ножкин А.Д.</u>, Рихванов Л.П. Радиоактивные элементы в коллизионных и внутриплитных натрий-калиевых гранитоидах: уровни накопления, значение для металлогении // Геохимия, 2014. № 9. С. 1–20.

6. <u>Основные</u> черты геохимии урана / Под ред. А.П. Виноградова. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 352 с.

7. <u>Радиогеохимические</u> исследования. Методические рекомендации. М.: Мингео СССР, 1974. 141 с.

8. <u>Рихванов Л.П.</u> Радиогеохимическая типизация рудно-магматических образований (на примере Алтае-Саянской складчатой области). Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002. 536 с.

9. <u>Рихванов Л.П.</u>, Пшеничкин А.Я., Малясова З.В. Радиогеохимическая характеристика пирита золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Записки Всесоюзного минералогического общества, 1983. Ч. 112, вып. 1. С. 57–66.

10. <u>Рихванов Л.П.</u>, Сарнаев С.И., Безходарнова Т.Э. Радиогеохимические особенности скарнов // Геохимия, 1985. № 3. С. 300–313.

11. <u>Рихванов Л.П.</u> Радиогеохимические особенности вулканогенно-интрузивных комплексов Норильского рудного района // Палеовулканизм Сибири (геодинамические, вулкано-тектонические структуры и металлогения): тезисы докладов III региональной конференции. Томск: Изд-во ТГУ, 1991. С. 116–118.

12. <u>Рихванов Л.П.</u>, Соболев И.С., Лященко Н.Г. Радиогеохимические методы поисков месторождений нефти и газа // Прикладная геохимия, 2002. С. 383–394.

13. <u>Рихванов Л.П.</u> Радиоактивные элементы в геосферных оболочках // Матер. II Международ. конф. «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека». Томск: Изд-во ТПУ, 2004. С. 498–505.

14. <u>Рихванов Л.П.</u>, Арбузов С.И., Архангельская Т.А. и др. Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии, 2006. № 2 (2). С. 41–51.

15. <u>Смыслов А.А.</u> Уран и торий в земной коре. Ленинград: «Недра», 1974. 231 с.

16. <u>Соболев И.С.</u>, Рихванов Л.П., Лященко Н.Г. Прогнозирование и поиски месторождений нефти и газа радиогеохимическими методами // Геология нефти и газа, 1999. № 7-8. С. 19–24.

17. <u>Таусон Л.В.</u> Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 285 с.

18. <u>Шахов Ф.Н.</u> Происхождение белоречитов Алтая // Тр. научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири. Томск, 1940. Т. 2. С. 25–42.

19. Шахов Ф.Н. К теории контактовых месторождений. Новосибирск, 1947. 96 с.

# ОТ НАНОЧАСТИЦЫ К САМОРОДКУ – РОЛЬ ТВЕРДОФАЗНОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ В РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССАХ

### В.И. Рождествина

Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения РАН, 675000,г. Благовещенск, ул. Богдана Хмельницкого, 2, Россия

На основе анализа морфологии и микроструктуры самородного золота и сопутствующих минералов, содержащих его наночастицы, рассмотрены вопросы твердофазных преобразований минералов, выделения наноразмерных частиц самородного золота, их накопления, агрегации и формирования минеральных индивидов.

самородное золото, наночастицы, твердофазные процессы

# FROM THE NANOPARTICLES TO THE NUGGET - THE ROLE OF THE SOLID-PHASE TRANSFORMATION IN THE ORE-FORMING PROCESSES V.I. Rozhdestvina

Based on the analysis of the morphology and microstructure native gold and associated minerals, containing nanoparticles, the issues of solid-phase transformations of minerals, separation of nanoscale particles of native gold, their accumulation, aggregation and formation of mineral individuals.

native gold nanoparticles, solid-state processes

Последовательная модель образования индивидов, включающая формирование критического зародыша и дальнейшего роста путем атомной диффузии, мало вероятна для образования минералов благородных металлов. Анализ литературных данных и собственные исследования свидетельствуют о том, что самородные формы минералов благородных таких, как золото, серебро, платина, палладий, в основном являются металлов. поликристаллическими, и даже внешне ограненные зерна имеют мозаичную субструктуру, с различной степенью разориентации блоков мозаики, со значительным количеством внутренних нанопор. Высокопробное самородное золото образуется как в эндогенных условиях, так и в условиях экзогенного преобразования вмещающих пород: в зонах околорудных изменений, зонах окисления, в природных россыпях и техногенных отвалах. С понижением размера в области масштабов менее 1 мкм (размер коллоидальной частицы) нередко самородные золото и серебро сосуществуют как минералы – спутники, в то время как зерна больших размеров характеризуются Аи-Ад составом. Наиболее распространенной формой существования самородного золота являются его субмикроскопические (наноразмерные) частицы. Рассмотрим особенности строения наночастиц золота их взаимодействий между собой и вмещающими минералами с целью определения их роли в образовании более крупных зерен и самородков, которые наиболее часто встречаются в близповерхностных месторождениях, зонах окисления, россыпях.

Ниманский золотоносный узел (Хабаровский край) эксплуатируется с 1876 года по настоящее время. Здесь добыто порядка 200 т золота, однако поиски рудных месторождений

пока привели к открытию лишь многочисленных пунктов минерализации и проявлений золота, а также четырех малых месторождений: Бурового, Жильного, Лысогорского и Петровского-Еленинского. Минерализованные зоны представлены малосульфидными или умеренно сульфидными кварцевыми жилами. залегаюшими преимущественно R слабометаморфизованных (филлиты, зеленые сланцы) песчанно-глинистых породах а экзо- и эндоконтактах гранитоидных интрузий. Золотоносный пласт сложен песчанно-гравийноглинистыми отложениями с галечниками, щебнем и редкими валунами [1]. В россыпях наиболее распространено золото мелкой и средней фракции. При первичной эксплуатации часто встречаются самородки 0,1–5 г, 40–600 г до 1 кг. Исследования самородного золота, минералов спутников показали, что не редко минералы спутники золота, такие как титаномагнетит, магнетит и продукты его гидратации, самородная медь, кварц и особенно алюмосиликатные минералы (слюды, глинистые, полевошпатовые и др.) содержат наночастицы золота, размер которых колеблется от 30 до 600 нм (рис. 1). Исследования поверхности свежих сколов титаномагнетита показало, что золото локализуется во вскрываемых углублениях, на границах плотных и относительно рыхлых участков. Большая часть частиц золота в магнетите обнаружена на поверхности кристаллов, в естественных углублениях, кавернах, трещинах. Кристаллы магнетита агрегируются между собой, цементируясь продуктами лимонитизации. Золото в магнетите в виде микроскопических агрегатов нередко встречается в измененном в результате гидратации поверхностном слое. В лимонитизированных зонах размеры частиц золота на порядок меньше, но, не смотря на свои малые размеры, они также являются агрегатами, имеют тонкие извивающиеся выросты (рис. 1а). В ассоциации с самородной медью золото представляет собой хлопьевидные сгустки, образующие Размеры тонкие срастания с медью (рис. 1б). частиц слагающих алюмосиликатные глинистые тонкодисперсные минералы сопоставимы с размерами частиц золота. В алюмосиликатных минералах наночастицы золота имеют выраженные границы, с округлыми очертаниями (рис. 1в). Они погружены в тонкодисперсную массу вмещающих минералов, которые покрывают их в виде вуали. Распределение частиц точечно, без выраженных зон скопления. Тонкодисперсная структура глинистых минералов способствует легкому диспергированию, переносу и переотложению как водными потоками, так и воздушными массами. Подвижность составляющих систему компонентов дает возможность наночастицам золота высвобождаться, перемещаться и накапливаться в локальных зонах, где при сближении происходит их коалесценция. Появление в системе эффектов фазового расслоения или минералов субструктурные составляющие (кристаллиты) которых имеют большие размеры, чем у глинистых минералов, или процессы перекристаллизации глинистых минералов способствует вытеснению обособленных наночастиц к границам зерен, межфазным границам, в структурно не плотные области (рис. 1г). Присутствие в системе элемента, например, железа, участвующего в минералообразовании с доминирующими в системе элементами, вызывает процессы перекристаллизации, способствуя тем самым вытеснению наночастиц золота к межфазным границам. В результате частицы золота декорируют железосодержащие минералы (рис. 1д), или при избыточном содержании накапливаться и

агрегироваться во внутренних зонах минерала (рис 2). Алюмосиликатная матрица трансформируясь, высвобождает и оттесняет частицы золота, которые сближаясь, сливаются, образуя сложные разветвленные органоподобные структуры (рис. 3–6).



Рис. 1. Наночастицы самородного золота в кристаллах магнетита и продуктах их гидратации (а), в ассоциации с самородной медью (б), в глинистых минералах (~100–250 нм) (в), в ассоциации с алюмосиликатными минералами (г), в железистых алюмосиликатах (д).



Fe Ka1

Рис. 2. Фазовая неоднородность (режим cameo+) и карты распределения элементов по площади сканирования в зонах накопления золота (белая фаза), высокожелезистые фазы – оттенки розовато синего, алюмосиликатные – оттенки коричневого.

Изучение особенностей строения зон обогащения и обеднения золотом, мест их локализации позволяет предположить, что основную роль в формировании агрегатов золота играют процессы рекристаллизации и перекристаллизации вмещающих минералов, которые в результате твердофазных преобразований вытесняют дисперсную фазу минералов включений в структурно рыхлые зоны, межкристаллитные пространства, к границам зерен, постепенно аккумулируя их. Структура зон скопления наночастиц золота рыхлая с множеством пустот. Нередко минеральный состав зон обогащения золотом отличается от состава окружающих минералов, образуя микровключения, насыщенные включениями золота. При достаточном сближении между наночастицы золота устанавливается связь, они сливаются поверхностями, находящимися на расстоянии наименьшего сближения, образуя замысловатые объемные фигуры (см. рис. 4–6).



Рис. 3. Выделенные зоны, обогащенные ноночастицами золота (80-600 нм).



Рис. 4. Коалесценция и последовательная агрегация наночастиц золота, начальные этапы формирования пластинчатых структур.

Большинство наночастиц самородного золота, обнаруженного в минералах спутниках, представляют собой тонкие губчатые срастания – сгустки различной степени уплотнения, образующие с вмещающими минералами тонкодисперсные смеси. Наночастицы золота состоят из тончайших кристаллитов и окружающие их минеральной матрицы. При уплотнении такой сгусток целиком преобразуется в глобулы, внутреннее строение которых остается губчатым – оно пористо, проникнуто мелкими канальцами. Губчатый сросток способен поглощать жидкость и растворенные в ней вещества, которые распределяются по

всем уголкам сложного архитектурного здания, каким являются наночастицы золота. Уже Боме (1760–1761 гг.) утверждал, что каждый кристалл представляет собой пористое тело, пронизанное пустотами.



Рис. 5. Коалесценция глобулярных частиц самородного золота (80 – 600 нм), локальные скопления и агрегация глобул самородного золота.



Рис. 6. Очищение от алюмосиликатной матрицы, последовательная агрегация наночастиц золота (62 – 155 нм), формирование пластинчатых, объемно полых структур.

Вероятно, такая сложно разветвленная поверхность с множеством тонких отростков играет существенную роль при агрегации. При соприкосновении тонких выростов происходит их сцепление вначале точечное, а далее взаимопроникающее, с последующим уплотнением и слиянием. Хлопьевидные сгустки, уплотняясь, образуют глобулы, вытесняя минералы, с которыми находились в тонком срастании. Глобулярные частицы также срастаются между собой, как в результате коалесценции при непосредственном соприкосновении, так и при достаточном сближении проходя стадию формирования тонкого

мостика (рис. 4–6). Срастание глобул образует разнообразные фигуры, морфология которых определяется множеством комбинаций возможной укладки структурных компонентов и дальнейшего слияния границ. Организуются сложные объемные постройки, но наиболее часто ажурные пластины (рис. 6).

Из общей ажурной массы начинают выделяться слои губчатой структуры с заполнением пустот дисперсной массой вмещающих минералов. Позднее золото, уплотняясь, постепенно очищается от заполнителя, образует микропластинки зернистого строения. Исследования тонкой структурной организации значительного количества зерен самородного золота показывает, что оно сложено из таких пластинок, образуя чешуйчатую поверхность (рис. 7). Размер субзерен, слагающих чешуйки, соответствует размеру свободных наночастиц, описанных выше. На уровне зерна продолжаются процессы твердофазного преобразования более плотное слияние субзерен с образованием слоев, уменьшение их толщины, формирование элементов полизонизации. Зернистое строение имеют и тонкие пленки золота, локализующиеся в межкристаллитном пространстве кварца. Даже на достаточно крупных зернах – самородках наблюдаются реликты чешуйчато - губчатого строения. Появление полосчатых структур, которые нередко на макроуровне интерпретируются как структуры деформации, сопровождается повышение содержания серебра в данной зоне.



Рис. 7. Чешуйчатое (чешуйки сложены их субзерен (40–300 нм) и зернистая строение (40–700 нм) слоев (пластин) самородного.

Тонкопластинчатые формы самородного золота высокой пробы присутствуют как в коренных месторождениях, так и россыпях. Они легко переносятся водными потоками. Среди тонкопластинчатых зерен отмечаются относительно хрупкие индивиды, которые раскалываясь, образуют более мелкие частицы золота, или постепенно уплотняясь, еще более истончаются. Таким образом, исходя из полученных результатов, можно предположить, что кинетические механизмы образования морфоструктурных разновидностей золота идентичны и определяются процессами самоорганизации в минеральной дисперсной среде. В глинистой и

лимонитизированной массе минералов имеющих тонкодисперсное строение, формирующееся в результате разложения (окисления, гидратации) первичных минералов, содержатся ультрадисперсные частицы золота. Такие частицы, высвобождаясь из тонкодисперсной минеральной массы под действием сил гравитации, воды, химических реакций, твердофазных преобразований, постепенно накапливаются в локальных зонах. На начальных этапах они образуют очень рыхлые сгустки, затем, уплотняясь и сливаясь друг с другом, образуют губчатые зерна, а далее и более плотные образования, вплоть до появления ограненных поверхностей. Каждое зерно не зависимо от масштабного уровня и степени преобразования, на определенном этапе может стать субиндивидом при агрегации с другими зернами. Морфологические особенности определяются объемами и степенью преобразования частиц до их последующего сближения и слияния. Рост агрегатов, которые в результате твердофазных преобразований могут стать дендритами или сростками самородного золота, происходит в рыхлой тонкодисперсной среде, и их строение определяется этим условием. Тонкодисперсное состояние минералов способствует появлению сферических частиц не только для золота, но и для других минералов системы.

Следует отметить, что процессы появление и роста самородков золота связаны с эмиссией наночастиц золота из вмещающих минералов, их накоплением, срастанием и последующими процессами твердофазных преобразований. Эмиссия частиц связана с процессами механического и химического диспергирования содержащих их минералов. Локализация И наночастиц определяется перекристаллизацией накопление И минералообразованием доминирующих минеральных форм в системе. Эти процессы способствуют вытеснению не участвующих в образовании минералов элементов, дисперсных фаз на поверхность кристаллитов, в межфазные и межзерновые границы, межслоевые пространства (в случае слюд), структурные дефекты различного рода (каверны, поры и пр.). При сближении между частицы, а позднее и их кластеры, агрегируются случайным образом, формируя сложные архитектурные постройки, со значительным количеством внутренних пустот, заполняемых вмещающей средой. Последующее слияние и сглаживание границ формирует облик самородка. Зерна, укладка частиц в которых формирует правильную геометрию в расположении, образованны в процессе последовательных твердофазных преобразований связанных с коллективными действиями наночастиц. Такой механизм позволяет объяснить процессы обогащения россыпей и техногенных отвалов. Кроме того, поведение тонко рассеянного золота в различных минералах и в первую очередь глинистых позволяет интерпретировать появление богатых, периодически возобновляемых россыпей, не связанных с коренными источниками. Малый размер первичных строительных частиц, их способность к слиянию определяют морфологическое разнообразие будущих самородков.

Исследования выполнены при поддержке Отделения наук о Земле (проекты 12-1-0-ОНЗ-02).

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Сорокин А.П.</u>, Глотов В.Д. Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1997. 304 с.

# ГЕОХИМИЯ УРАНА В ПРОЦЕССАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ГИДРОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Н.А. Росляков<sup>1</sup>, С.М. Жмодик<sup>1,2</sup>, В.Д. Страховенко<sup>1,2</sup>, Ю.С. Восель<sup>1</sup>

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3,

Россия;

2-Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, Россия

Обсуждаются геохимические особенности поведения урана в процессе формирования кор выветривания на магматических породах, в различных палеоклиматических условиях в возрастном диапазоне от верхнего мела до голоцена. На основе большого фактического материала с использованием методов нейтронно-осколочной радиографии и расчета баланса урана и тория в системе исходная – выветрелая порода установлены факторы, контролирующие тенденции перераспределения естественных радиоактивных элементов и эволюцию форм их нахождения в процессе гидрогенного рудообразования.

геохимия, естественные радионуклиды, экзогенные процессы

# URANIUM GEOCHEMISTRY IN THE PROCESSES OF WEATHERING AND HYDROGENIC ORE FORMATION

### N.A. Roslyakov, S.M. Zhmodik, V.D. Strakhovenko, Yu.S. Vosel

This article discusses the geochemical features of uranium in the formation of weathering crusts on igneous rocks, in various paleoclimatic conditions, and at the Upper Cretaceous to Holocene ages. Factors controling trends of natural radioactive elements redistribution and evolution of their modes of occurrence in the hydrogenic ore formation were defined on the basis of abundant samples using neutron radiography methods and balance calculation of uranium and thorium in the original rock – weathered rock system.

geochemistry, natural radionuclide, exogenous process

Открытие крупных гидрогенных месторождений урана в разных регионах показало, что в их формировании важную роль играют экзогенные процессы выветривания ураноносных пород. Механизм миграции естественных радионуклидов и способов их концентрации пока остается слабо изученным. На примерах описываемых районов покажем роль кор выветривания в гидрогенном рудообразовании урана и его спутника тория.

### ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В районах исследований (Иволгинская впадина, Витимское плоскогорье, Заангарский массив Енисейского кряжа, южное обрамление Западно-Сибирской плиты, включая донные отложения современных озер) широко распространены коры выветривания гидрослюдисто-каолинитового профиля [5, 6 и др.].

### МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

При исследованиях использованы: 1) традиционные геолого-геохимические приемы сравнительного анализа каменного материала системы: коренные неизмененные процессами выветривания породы – их элювиальные образования; 2) современные аналитические методы определения урана и тория.

Каменный материал получен при опробовании керна скважин, из естественных обнажений, карьеров и горных выработок. Из пород субстрата отбирались пробы весом до 10 кг, которые истирались до размера 250 мкм с последующим квартованием до навески 400–600 г для гамма-спектрометрического анализа, а из нее выделялись миллиграммовые пробы на люминесцентный, колориметрический анализы и на рентгено-осколочную радиографию. Определение доли подвижного урана и тория в породах и фракциях проводилось методом селективного выщелачивания из одной навески. Реагентом для выщелачивания служили растворы 1N HCl и 5 %-ный (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Уран и торий в исходных породах распределены неравномерно. Как следует из таблицы 1, на юге Западной Сибири максимальное содержание урана свойственно редкометалльным гранитам и черносланцевым толщам (10,4 и 34 г/т, соответственно). На Витимском плоскогорье ураном обогащены граниты относительно сиенитов. В гранитоидах до 65–80 % U и Th связано с цирконом, сфеном, апатитом, магнетитом и биотитом, а на юге Западной Сибири – с редкометалльными гранитами.

Главные комплексы пород	U	Th	U/Th	Район исследования		
Сиениты	2,65	6,69	2,37	Иволгинская котловина		
Граниты	5,68	44,55	7,83	«		
Андезитобазальты	1,3	2,2	1,68	Юг Западной Сибири		
Редкометалльные граниты	10,4	22,1	2,12	«		
Песчано-сланцевые	1,4	5,2	3,71	«		
Черносланцевые	34	7	0,21	«		
Карбонатные	1,4	0,3	0,21	«		

Таблица 1. Эндогенные источники урана и тория на Витимском плоскогорье и юге Западно-Сибирской равнины (г/т)

На Витимском плоскогорье коры выветривания чаще представлены сокращенным каолинит-гидрослюдистым профилем с сохранившимися от денудации зонами дезинтеграции и начального выветривания. В обрамлении Западно-Сибирской равнины сохранились полные профили с зонами сапролитов, каменного и глинистого и даже бесструктурного элювия. Наблюдается линейная зависимость между содержанием U и Th в корах выветривания и в субстрате. Как следует из рисунка 1, большая часть точек для урана расположена ниже линии прямой пропорциональной зависимости, что указывает на уменьшение концентраций элемента в процессе выветривания исходных пород. Соответственно, мала вероятность образования высоких концентраций U и Th в корах выветривания по породам с низкими содержаниями этих элементов. Одним из главных факторов, определяющих уровень концентраций U и Th в корах выветривания, является их содержание в материнских породах.

Повышенные содержания урана в корах выветривания чаще связаны с остаточными ореолами рассеяния месторождений либо со вторичными процессами (инфильтрации и инсоляции) [1]. В разрезе профилей выветривания перераспределение U по вертикали

несущественно (рис. 2). Более вариабельно оно у тория (рис. 3). Более интенсивное перераспределение урана свойственно профилям на исходных аномальных по урану породах, что видно по результатам опробования Барлакского гранитоидного массива, расположенного в Томь-Колыванской складчатой области, и карбонатитов Витимского плоскогорья.



Рис. 1. График зависимости между содержанием урана (а) и тория (б) в коренных породах и их корах выветривания Витимского плоскогорья.

Продукты выветривания пород: *1* – кислых, *2* – щелочных, *3* – карбонатных, *4* – сланцев, *5* – диабазов, долеритов, *6* – туфов, *7* – амфиболитов, пироксенитов.



Рис. 2. Распределение урана и тория в профиле выветривания Витимского плоскогорья. а – Иволгинская котловина, б – зазинский комплекс Аталангинской палеодолины. Зоны профиля выветривания: I – исходных пород, II – слабого выветривания, III – дезинтеграции, IV – глинистого элювия.

Перераспределение естественных радионуклидов в профиле выветривания сопровождается изменением их форм нахождения. Так, если минералы носители U в исходных породах – биотит, магнетит, сфен и апатит, то в продуктах выветривания радионуклиды в значительной мере наследуются лейкоксеном, пирохлором, сорбируются гидроксидами железа и глинистыми минералами. Наиболее характерны для коры

выветривания сорбционная форма и урансодержащие микровключения (рис. 4, 5). Концентратами и носителями Th служат также дисперсные глинистые минералы.



Рис. 3. Распределение урана и тория в профиле выветривания гранитов Барлакского массива, Западная Сибирь (а) [2] и флогопитовых карбонатитов (б) [5]

*I* – граниты; *2* – каменный структурный элювий; *3* – глины; *4* – зона дробления; *5* – переотложенные породы; *6* – невыветрелый флогопитовый карбонатит; *7* – каменный структурный элювий; *8* – гидроокислы железа; *9* – вермикулит; *10* – глины.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Уран известен в природе в четырех- и шести валентных формах [4]. В гипергенных условиях U<sup>+4</sup> малоподвижен и в остаточном обломочном субстрате склонен к изоморфизму с торием, цирконием и редкими землями благодаря близости их ионных радиусов. Важная способность  $U^{4+}$ особенность легко окисляться геохимическая ИЗ четырех-В шестивалентное состояние. Шестивалентный уран, обычно представленный ионом уранила  $UO_2^{2+}$ , с кислотами образует разнообразные соли. Легкая растворимость сульфатных и карбонатных соединений урана U<sup>6+</sup> играет исключительную роль в миграции и концентрации урана в гипергенных процессах. Наиболее распространенная форма миграции урана – уранил-карбонатные и уранил-гуматные комплексы, меньше распространены гидроксилуранильный, еще меньше – уранил-сульфатный комплексы [1].



Рис. 4. Нейтронно-осколочные авторадиограммы, фиксирующие распределение урана в глинистом материале гранулометрических фракций (а – 1–10 мкм, б – <1 мкм) из кор выветривания карбонатитов Белозиминского месторождения.



Рис. 5. Пространственное распределение урана (нейтронно-осколочные авторадиограммы) в кальцитовых карбонатитах Белозиминского массива: неизмененных экзогенными процессами (А) и на начальных стадиях выветривания (Б): а – шлиф, б – нейтронно-осколочные авторадиограммы.

Поведение урана в процессах выветривания горных пород определяется его высокой миграционной способностью в окислительной обстановке. Глубокое химическое изменение горных пород, ведущее к образованию глинистой коры выветривания, не является необходимым фактором выщелачивания урана. Факты показывают, что вынос урана из пород значительно опережает их глубокое химическое изменение (см. рис. 2, б). Элементы

начинают мигрировать с момента перехода породы в зону аэрации [11]. Выветривание пород в окислительной обстановке приводит прежде всего к изменению форм нахождения урана. Уран, сконцентрированный в породообразующих и акцессорных минералах, переходит в раствор с последующей сорбцией его гипергенными тонкодисперсным окислами и силикатами. Происходят мобилизация и концентрация в процессе выветривания легкоподвижного урана, сорбционно связанного с минералами глин и гидроокислов [5, 10].

Изучение донных отложений различных озер Сибири на сканирующем электронном микроскопе показало, что осадки представлены обломочной фракцией в основном алевропелитовой размерности. биохемогенными карбонатами И органическим рентгеноаморфным материалом, сложенным отмершими остатками планктона и макрофитов. Концентрации урана обломочной фракции донных осадках отдельно взятого озера наследуют радиогеохимические особенности почв, а следовательно, и вмещающих пород областей сноса [9]. Выявлены вариации значений урана в донных осадках озер и в почвах их водосборных площадей в пределах одной ландшафтной зоны. В донных илах с учетом их минерального состава, фиксируются следующие закономерности: с ростом карбонатной или органогенной составляющей относительно обломочной фракции абсолютные значения U падают. Но есть и исключения. В донных отложениях терригенно-карбонатного состава в озерах, расположенных в степном ландшафте с содовой или содово-сульфатной минерализацией и высокой щелочностью вод, содержание U значительно выше, чем в почвах и горных породах. Указанные параметры воды благоприятствуют высокой подвижности уранил-карбонатных соединений натрия  $Na_4[UO_2(CO_3)_3]$  и накоплению в них урана в ходе эволюции вод [12, 13]. Во-вторых, увеличение органогенной составляющей в некоторых случаях влечет за собой повышение концентрации урана в осадке. Общеизвестно, что органогенные илы обогащаются U в восстановительной обстановке при нейтральном или слабощелочном pH [3, 8, 10 и др.].

### ТИПЫ ГИПЕРГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

В России к настоящему времени выделены и изучены следующие генетические типы гипергенных месторождений урана:

 – связанные с остаточными корами химического выветривания и их переотложенными продуктами (Малиновское, Кузнецкий Алатау; Пригородное, Лапинский Лог, Салаир);

– экзодиагенетические, грунтово-инфильтрационные стадии диагенеза: торфяники (Ангошская согра, Пензинское, Тюлькино, Мокрушинское, Западно-Сибирская плита; Камышановское), бурые угли (Бельское, Мосбасс), рудоносные зоны в орогенных впадинах (Усть-Уюк, Алтае-Саянская область);

– эпигенетические, грунтово-инфильтрационные постседиментационных стадий: базальные палеодолины (Долматовское, Зауралье), внутриформационные палеодолины (Черепановское, Пермское, Предуралье);

 – эпигенетические, пластово-инфильтрационные: границы выклинивания локальных зон пластового окисления с очагами и без очагов восстановления (Чалгыс-Хыр,

Минусинская впадина), границы выклинивания зон пластового окисления регионального распространения (Михайловское, Кулундинская впадина);

– эпигенетические, трещинно-инфильтрационные: на цеолитовом барьере (Горное, Забайкалье);

– пластово-трещинные: гидротермально-инфильтрационные (Орловское, Имское, Россия);

– уранобитумные, контролируемые восстановительной зональностью (Репьевское, Приволжье; Адамовское, Донбасс).

#### выводы

1. Обобщены результаты многолетних исследований по содержанию естественных радионуклидов в исходных и выветрелых породах, в донных отложениях малых озер Сибири, почвах и почвообразующих породах их водосборных площадей.

2. В корах выветривания ведущее значение приобретают две формы нахождения урана и тория: сорбционная на гидроокислах железа и глинистых минералах и минеральная в составе трудно разрушаемых минералов – концентраторов урана и тория (циркон, монацит и др.).

3. Основными концентраторами урана и тория в корах выветривания являются высокодисперсные минералы – монтмориллонит, каолинит, иллит, гидроокислы железа и марганца, в большинстве случае концентрирующиеся в глинистой (<1 мкм) и тонкопелитовой фракциях (1–10 мкм).

4. В миграционной стадии переноса подвижных форм урана растворами по разломам и породам с повышенной проницаемостью (в том числе и региональным корам выветривания) важную роль играют уранилкарбонатные комплексы –  $[UO_2(CO_3)_2]^{-2}$  – пластовых кислородсодержащих вод зоны гипергенеза и катагенеза с последующим его выносом из пород.

5. Концентрационная стадия накопления урана на физико-химических, сорбционных, термобарических или других барьерах приводит к его мобилизации и отложению с гидрогенным образованием в породах его аномальных и рудных полей.

Работа выполнена при поддержке ИП 89, 93, 94, гранта РФФИ № 12-05-01164, МинОиН РФ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Арбузов С.И.</u>, Рихванов Л.П. геохимия радиоактивных элементов. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2010. 300 с.

**2.** <u>Гавшин В.М.</u>, Захаров В.А. «Баженовиты» на норвежском континентальном шельфе// Геология и геофизика, 1991. № 1. С. 62–71.

3. <u>Гавшин В.М.</u>, Щербов Б.Л., Сухоруков Ф.В., Малясова З.В., Смертина Л.Н. Закономерности распределения микроэлементов в профиле выветривания Барлакского гранитного массива. гл. в мон. Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катогенеза, Новосибирск, 1979. 5–19 с.

4. <u>Евсеева Л.С.</u>, Перельман А.И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Атомиздат, 1962. 240 с.

5. <u>Жмодик С.М.</u> Геохимия радиоактивных элементов в процессе выветривания карбонатитов, кислых и щелочных пород. Новосибирск: Изд-во «Наука», 1984. 145 с.

6. <u>Калинин Ю.А.</u>, Росляков Н.А., Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания Юга Сибири. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2006. 339 с.

7. <u>Рихванов Л.П.</u> Радиоактивные элементы в окружающей среде и проблемы радиоэкологии. Томск: STT, 2009. 430 с.

8. <u>Смыслов А.А.</u> Уран и торий в земной коре. Л.: Изд-во «Недра», 1974. 459 с.

9. <u>Страховенко В.Д.</u>, Щербов Б.Л., Маликова И.Н., Восель Ю.С. Закономерности распределения радионуклидов и редкоземельных элементов в донных отложениях озер различных регионов Сибири // «Геологии и Геофизики», 2010. Т. 51. С. 1501–1514.

10. Титаева Н.А. Ядерная геохимия. М.: Изд-во МГУ, 2000. 336 с.

11. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998, с. 356.

12. <u>Шварцев С.Л.</u>, Колпакова М.Н., Исупов В.П., Владимиров А.Г., Ариунбилэг С. Геохимия и формирование состава соленых озер Западной Монголии// Геохимия, 2014. № 5. С. 432–450.

13. <u>Drever J.I.</u> Surface and groundwater, weathering, and soils // Treatise on geochemistry. Elservier, Pergamon, 2005.V. 5. 644 p.

УДК 553.073.4:553.411:553.21/.24:548.4

# ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ СТОЛБОВ

Н.В. Рослякова, Н.А. Росляков

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

Рассмотрены условия образования золоторудных столбов и вытекающие из этого их поисковые критерии. Максимальные концентрации золота в рудных телах возникают в участках наибольшего числа его перераспределений. Механизм процесса изложен на основе изучения газовожидких включений в разностадийных кварцах как реликтах рудообразующего раствора.

золото, рудные столбы, переотложение вещества, газово-жидкие включения

# SEARCH CRITERIA OF GOLD COLUMNS

#### N.V. Roslyakova, N.A. Roslyakov

The article describes the conditions of gold ore shoots formation and search criteria arising from these conditions. Maximum concentrations of gold in the ore bodies occur in areas of greatest number of its redistribution. Mechanism of the process is represented on the basis of the study of relics of the ore-forming solution - fluid inclusions in different-phasic quartzes.

gold, ore shoots, redeposition material, fluid inclusions

Более 80 % объема горных выработок и еще более – скважин вскрывают бедные непромышленные участки золоторудных тел, их пережимы и проводники. Поэтому прогнозирование рудных столбов по бедным подсечениям имеет актуальное значение. Многолетние исследования показали, что большинство месторождений золота (если не все) образованы в результате многократного перераспределения вещества, в т.ч. золота и сопутствующих ему элементов, под действием растворов разного происхождения. Оно начинается с большого объема пород, включающего будущее рудное поле, и затем продолжается в отдельных его частях, постепенно сужаясь к локальным наиболее проницаемым участкам, где в дальнейшем формируются бедные руды. Образуются зоны истощения и зоны обогащения золотом (отрицательные и положительные ореолы разных порядков). Наблюдается прямая зависимость содержаний золота и неравномерности их распределения. Причина такой связи заключается в том, что оба параметра растут с увеличением кратности переотложения золота. Как отмечал Ф.Н. Шахов [11, 12 и др.], проблема образования высоких концентраций рудного вещества является одной из главных в учении о рудных месторождениях. Он же обращал внимание на то, что неравномерное распределение рудного вещества является особой специфической чертой, характеризующей сущность столбового обогащения [12]. При увеличении числа стадий минералообразования среди бедных руд формируются рудные столбы, т.е. максимальные концентрации золота в рудных телах возникают в участках наибольшего числа его перераспределений [3, 6, 5, 7, 13]. Ф.Н. Шахов [12] неоднократно говорил о необходимости выяснения механизмов образования высоких концентраций металла в руде. И такой механизм путем перераспределения рудного вещества, ведущего к образованию богатых руд, нами был

изучен при исследовании золота и серебра в растворах газово-жидких (многофазных) включений в кварцах разных генераций золоторудных месторождений как реликтах рудообразующих флюидов. Анализировались валовые водные вытяжки растворов включений из кварцев (тщательно очищенная, буквально по зернышку под бинокуляром, навеска 10 г) в целом по каждой стадии рудообразования, а в пределах отдельных стадий исследовались вытяжки из кварцевых пластиночек (1-2 мг) с диапазоном температуры гомогенизации включений не более 20 градусов. Особое внимание уделялось образцам из участков пересечений разностадийных образований из подземных горных выработок, где ассоциаций не вызывают сомнений. взаимоотношения минеральных Определение катионного состава растворов включений проводилось по специальной методике В.Г. Цимбалист. Пределы обнаружения золота 5,10–10 г, серебра – 1,1–10 г.

Установлено, что содержания благородных металлов в растворах включений каждой последующей стадии в среднем выше, чем предыдущей. Максимальны они в растворах продуктивной стадии с температурой гомогенизации включений 250(300)-150(100) °С градусов при наиболее широком диапазоне вариаций их значений: от необнаруживаемых данным методом у золота и 0,3 мг/л у серебра до граммов их на литр. В высокотемпературных растворах золото не превышает 0,95 мг/л, серебро – до 190 мг/л. В заключительные постпродуктивные стадии (130-100 °C и ниже) золото составляет сотые и десятые доли мг/л, серебра в 3-1000 раз больше. При наложении продуктивной стадии на раннюю высокотемпературную содержания благородных элементов в растворах включений ранних кварцев сначала растут, а затем падают при параллельном повышении в растворах включений в кварцах продуктивной стадии. При этом в начале продуктивной стадии содержания так же низки, как и в начале ранней стадии. Поведение серебра в целом подобно золотому, но при снижении температуры растворов до 180-170 °С содержание его, в отличие от золота, остается относительно низким, что предопределяется возрастанием фракционирования ЭТИХ элементов В завершающие продуктивную и постпродуктивную стадии. Каждая вновь поступающая порция растворов, видимо, исключая постпродуктивную низкотемпературную, будучи неравновесной с ранее отложенным материалом, производила его растворение. Последующее раскрытие трещин немедленно влекло за собой перепад давления и температуры, что обусловливало пересыщение раствора и высадку материала [14].

Таким образом, содержания рассматриваемых элементов в рудообразующих растворах растут в соответствии с повышением степени его взаимодействия с вмещающей средой, будь то кварц, сульфиды или породы. Степень взаимодействия возрастает при уменьшении скорости движения раствора, т.е. увеличении времени соприкосновения в условиях, приближающихся к стационарным. Э. Реддер [1] отмечает, что при вскипании более или менее стационарного флюида может происходить существенное возрастание концентрации солей. В каждую стадию процесса растворы поступают в зону рудообразования с «рядовыми» (сотые и десятые доли мг/л) содержаниями благородных металлов. Отложение золота происходит ИЗ концентрированного И высококонцентрированного субстрата [4, 7].

Исходя из вышеизложенного, важными поисковыми критериями золоторудных столбов являются:

– Повышение содержаний элементов, характерных для продуктивной стадии – Au, Sb, As, Pb, Zn, Bi, Fe, Y и др., в околорудном пространстве, в бедном подсечении рудных тел и их пережимах или сместителях;

 Высокая контрастность ореольных зон (положительных и отрицательных) золота и других элементов, типоморфных для данного типа руд;

 Увеличение ширины этих зон (в зависимости от состава вмещающих пород и морфологического типа месторождения: до 0,5–1,5 м от жил – в ультраосновных и основных породах и до сотен метров от прожилково-вкрапленных руд – в кислых породах);

– Проявление наибольшего числа стадий минералообразования, включая продуктивную, т.е. усложнение состава и строения рудных тел;

– В участках, сложенных кварцем (и карбонатом), наличие его генераций с температурой гомогенизации первичных включений в интервале 250 (300)–150 (100) °C;

 Повышение содержаний золота в «сквозных» минералах руд, например, в кварцах до 80 мг/т и более, в арсенопирите и пирите – до нескольких десятков г/т и более;

– Изменение Ag/Au в кварце рудных тел от 1–10 до 100 и более, в пирротине от 100 до 3 и менее, в пирите и арсенопирите – от единиц до 0,5 и менее;

 Увеличение отличия распределения редких земель в кварцах от такового во вмещающих породах [9];

В случае смещения рудного столба тектоническим нарушением распределение золота и сопутствующих ему элементов в плоскости сместителя имеет асимметричное строение относительно рудного столба. Асимметричность вызвана механическим перемещением рудного материала в направлении смещения. При выклинивании же рудного столба у опробуемого нарушения распределение интересующих нас элементов в плоскости нарушения, при прочих равных условиях, симметрично относительно линии сопряжения [2].

Перечисленные критерии позволяют обнаружить рудные столбы, находящиеся в радиусе 30–50 м от бедного подсечения [2, 6, 13 и др.].

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Реддер Э.</u> Флюидные включения – реликты рудообразующих растворов// Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 535–578.

2. <u>Росляков Н.А.</u>, Звягин В.Г. Геохимические поисковые критерии золото-сульфидных жил// Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972. С. 111–119.

3. <u>Рослякова Н.В.</u> Геохимические критерии оценки золотого оруденения // Геохимия в локальном металлогеническом анализе. Том П. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 101–104.

4. <u>Рослякова Н.В.</u>, Борисенко А.С., Осоргин Н.Ю. и др. Металлы во флюидных включениях золоторудных месторождений // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ, 1989. С. 165–179.

5. <u>Рослякова Н.В.</u>, Бортникова С.Б., Радостева Н.Е., Цимбалист В.Г. Геохимические индикаторы при поисках и прогнозной оценке золотого оруденения. Геохимические поиски по первичным ореолам. Новосибирск: Наука, 1983. С. 57–63.

6. <u>Рослякова Н.В.</u>, Росляков Н.А. Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск: Наука, 1975. 135 с.

7. <u>Рослякова Н.В.</u>, Цимбалист В.Г. Поведение золота и сопутствующих ему элементов при рудообразовании (по данным флюидных включений)// Геология и геофизика, 1990. № 8. С. 79–89.

8. <u>Рослякова Н.В.</u>, Щербаков Ю.Г. Минералого-геохимические критерии оценки золотого оруденения в скарнах на глубину. IV Объединенный симпозиум по проблемам прикладной геохимии. Иркутск, 1994. С. 205–206.

9. <u>Рослякова Н.В.</u>, Щербаков Ю.Г.,Шипицын Ю.Г. и др. Редкоземельные элементы при формировании золоторудных месторождений // Геология и геофизика, 1992. № 6. С. 68–81.

10. <u>Рослякова Н.В.</u>, Щербаков Ю.Г., Бортникова С.Б. и др. Геохимия процессов образования золоторудных месторождений // Геохимия, 1987. № 9. С. 1327–1336.

11. Шахов Ф.Н. Геология жильных месторождений. М: Наука, 1964. 238 с.

12. <u>Шахов Ф.Н.</u> Состояние вопроса и направление развития исследований процесса образования рудных столбов // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972. С. 3–6.

13. <u>Щербаков Ю.Г.</u>, Рослякова Н.В. Генетическая модель гидротермального рудообразования на примере золоторудных месторождений. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. Т.2. С. 132–139.

14. <u>Щербина В.В.</u> Влияние пересыщения на эндогенное рудообразование. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. Геологов. М., 1968.

15. <u>Roslyakova N.V.</u> Gold behaviour during ore-formation // Bicentennial Gold 88, Melbourne, May, 1988. Second poster abstracts volume.

16. <u>Roslyakova N.V.</u> Geochemical prospecting for gold at the deep levels of deposits / Methods of geochemical prospecting (International Symposium). Prague: Geol. Survey. 1990. P. 199.

17. <u>Shcherbakov Yu. G.</u>, Roslyakov N.A., Roslyakova N.V. et al. The search for buried gold deposits by geochemical methods / Methods of Geochemical Prospecting. Printed: Geological Survey Prague, Czechoslovakia. 1981. P. 81–84.

# ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ООЛИТАХ БАКЧАРСКОГО УЗЛА (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

### М.А. Рудмин

Институт природных ресурсов НИ ТПУ Россия, 634050, г. Томск, проспект Ленина, дом 30, Россия

В пределах Бакчарского рудного узла осуществляется геолого-технологическая оценка руд Fe методом скважинной гидродобычи. Данная работа посвящена изучению элементов-примесей в железорудных оолитах. Для реализации поставленной задачи были использованы следующие виды аналитических исследований: рентгенофлуоресцентная микроскопия, электронная микроскопия, масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой. В результате получены содержания примесных элементов в рудных оолитах. Описаны формы нахождения P. Основное содержание P связано с редкоземельными фосфатами. Выявлено, что в составе рудных оолитов постоянно присутствуют примеси V (0,35 %) и Mn (0,3 %). Установлено что в рудные оолитах нет промышленно значимых содержаний благородных и редких элементов.

Бакчарский рудный узел, оолитовые руды, редкоземельные фосфаты, рентгенфлуоресцентная микроскопия, электронная микроскопия, масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой

# ADMIXTURE ELEMENTS IN IRON ORE OOLITES OF THE BAKCHAR CLUSTER (TOMSK REGION)

#### M.A. Rudmin

Geological and technological assessment of iron ore by hydraulic borehole mining is being conducted within the Bakchar iron ore cluster. The paper is focused on the admixture elements in ore oolites. To achieve the objectives, the following analytical study methods were used: X-ray fluorescence microscopy, electron microscopy, inductively coupled plasma mass spectrometry. Based on the investigation results the contents of dopant impurities and detrimental impurities in ore oolites were determined. Forms of phosphorous occurrence are described. The main P content is associated with rare-earth phosphates. It is discovered that there are constant vanadium and manganese impurities with their contents up to 0.35% and 0.3%, respectively. The ore oolites have no high commercially significant contents of precious and rare metals.

The Bakchar iron ore cluster, oolitic ore, rare-earth phosphate, X-ray fluorescence microscopy, electron microscopy, XD analysis, inductively coupled plasma mass spectrometry

Бакчарский рудный узел расположен в юго-восточной части Западно-Сибирского железорудного бассейна (рис. 1) в 200 км на северо-запад от Томска. Железоносные отложения являются типичными осадками прибрежно-морских фаций – гравелитами, оолитовыми рудами, песчаниками, алевролитами и глинами. Руды локализуются в трех горизонтах (вверх по разрезу): нарымском, колпашевском и бакчарском [1, 2]. На месторождении были выделены следующие типы руд по минеральному составу и структурным особенностям [1, 2]: гидрогетитовая оолитовая рыхлая руда; гетит-гидрогетитовая оолитовая руда с сидеритовым цементом; лептохлорит-гидрогетитовая

оолитовая руда с хлорито-глинистым цементом; гетит-гидрогетитовая оолитовая руда с гидрослюдистым цементом; глауконит-гидрогетитовая оолитовая руда с сидеритхлоритовым цементом. Руды характеризуется гидрогетитовыми и хлорит-гидрогетитовыми оолитами, основное различие перечисленных типов заключается в характере и составе цемента, что определяется фациальной обстановкой. Залежи «рыхлых» руд (гидрогетитовые оолитовые рыхлые руды) вскрываются на западном (около с. Бакчар) и восточном (около с. Полынянка) участках площади узла. На западном участке «рыхлые» руды локализуются на глубине 160–180 м, на восточном – 200–210 и 220–225 м. С открытия месторождения и до сих пор изучением железных руд Западно-Сибирского бассейна занимались многие ученые, такие как А.А. Бабин, И.В. Николаева, Н.Х. Белоус, А.Н. Кондаков, Ю.П. Казанский, А.К Мазуров, В.А. Домаренко, А.Я. Пшеничкин, Л.П. Рихванов, Е.М. Асочакова и др. [1–7]. Однако, несмотря на огромных вклад всех исследователей, проблема обогащения бакчарских руд до сих пор не решена.





 площадь распространения мелпалеогенового моря; 2 – полоса распространения прибрежно-морских железорудных отложений; 3 – площади наиболее крупных железорудных узлов (месторождений).

Компоненты руд по влиянию на показатели металлургического процесса можно разделить на три группы: основной компонент (Fe), полезные и вредные примеси. По имеющимся данным [1–5], основной вредной примесью в исследуемых рудах является P, так как на стадии обогащения его невозможно выделить в самостоятельный концентрат. К

остальным вредным примесям железных руд относятся As, Cu, Zn, Pb, Sn. Полезная примесь – V, так как при введении его в сталь повышаются прочность, вязкость и износоустойчивость металла. К полезным примесям могут быть отнесены и другие компоненты, если будет возможно их выделение в кондиционный продукт на стадии обогащения.

По данным исследователей [6, 7], в бакчарских рудах содержится 0,65–1,8 г/т Au, 10– 127 мг/т Pt и 1,3–1,5 мг/т Pd. В связи с тем, что в настоящее время осуществляется геологотехнологическая оценка руд Fe методом скважинной гидродобычи, изучение элементовпримесей в рудных оолитах актуально как никогда. Решение поставленной задачи позволит сделать выводы о возможности комплексного освоения бакчарской железной руды. При этом особое внимание уделяется «рыхлым» рудам, так как они являются первоочередными для освоения методом скважинной гидродобычи.

# Фактический материал и методы исследований

Для решения задачи в данной работе используются следующие методы аналитических исследований: рентгенофлуоресцентный микроанализ (HORIBA XGT-7200), электронная микроскопия (Hitachi S-3400N), масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) и атомно-абсорбционный анализ на золото. Все анализы выполнялись для проб, отобранных из керна скважин нижней части бакчарского горизонта (залежи «рыхлой» руды) из западного и восточного участков рудного узла. Пробы делились на гранулометрические классы (более 1 мм; -1...+0,5 мм; -0,5...+0,2 мм; -0,2...+0,1 мм; менее 0,1 мм) методом «мокрого» ситования. Для установления среднего элементного состава хлоритгидрогетитовых и гидрогетитовых оолитов на рентгенофлуоресцентном микроанализаторе выполнялось по три измерения в 10 выборочных оолитах каждого типа в каждом образце (всего проанализировано 540 спектров), при этом содержание кислорода не измерялось, но учитывалось автоматически по результатам пересчета элементов в оксидную форму. Все анализы выполнялись на базе лабораторий Института природных ресурсов ТПУ.

# АНАЛИЗ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате анализа 23 образцов из 14 скважин установлено, что гранулометрический состав «рыхлого» типа руд на площади рудного узла постоянный. Выход фракции более 1 мм составляет 6,3 %; -1...+0,5 мм – 13,6 %; -0,5...+0,2 мм – 60,7 %; -0,2...+0,1 мм – 12 %; менее 0,1 мм – 7,3 %. Наибольший выход имеет фракция – 0,5...+0,2 мм, где и концентрируется основной объем рудных оолитов.

Элементный состав руд для разных гранулометрических классов и участков рудного узла приведен в таблице 1. «Рыхлые» руды характеризуются средними содержаниями Fe 35 и 38 %, P 0,41 и 0,32 %, V 0,16 и 0,18 % для западного и восточного участков соответственно. При этом содержание Fe увеличивается на 5–8 % для фракции с максимальным выходом (– 0,5 ... +0,2 мм). Гранулометрический класс -1 - +0,2 мм на западном участке имеет общий выход около 80 %, при этом среднее содержание Fe, P и V в нем 37,5, 0,49 и 0,17 % соответственно, что существенно упрощает дальнейшую схему обогащения этих руд. Выход гранулометрического класса -1...+0,1 мм на восточном участке около 86,2 %, при этом

среднее содержание Fe, P и V в нем 39,4, 0,35 и 0,19 % соответственно, что позволяет считать эти руды наиболее богатыми.

Средне содержание Au в «рыхлых» рудах по данным анализа 30 проб составляет 1,66 мг/т и варьирует от 0,03 до 18,7 мг/т. Судя по полученным данным, железорудные оолиты Бакчарского узла неперспективны для попутного извлечения Au.

Участок	Западный				Восточный					
Фракция,	+1	-1+0.5	-0.5+0.2	-0.2+0.1	-0.1	+1	-1+0.5	-0.5+0.2	-0.2+0.1	-0.1
мм		1	0,0	0,2	•,-		1	0,0	0,2	3,1
Выход,	6,8 13,1	12.1	65,6	8,1	6,3	6,2	13,8	59,4	13,1	7,6
%		13,1								
Al	0,95	1,22	1,34	1,31	1,19	1,15	1,22	1,37	1,60	2,42
Р	0,17	0,15	0,56	0,04	0,19	0,18	0,18	0,44	0,08	0,09
K	0,20	0,24	0,23	0,62	0,40	0,27	0,27	0,36	0,87	0,73
Ca	0,06	0,06	0,05	0,08	0,09	0,13	0,07	0,08	0,13	0,20
Ti	0,45	0,49	0,53	0,64	0,58	0,44	0,39	0,43	0,67	0,80
V	0,11	0,15	0,18	0,10	0,11	0,13	0,19	0,19	0,19	0,17
Cr	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05
Mn	0,19	0,15	0,12	0,09	0,10	0,24	0,19	0,15	0,13	0,14
Fe	30,6	34,2	38,2	21,4	26,4	33,5	41,4	39,7	35,9	35,4
Zn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
As	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,055	0,04	0,04

Таблица 1. Содержание основных элементов (%) в «рыхлом» типе руд по гранулометрическим классам для западного и восточного участков рудного узла (данные ИСП-МС)

*Примечание.* Анализы выполнены в лаборатории Томского политехнического университета методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Аналитик: И.С. Мазурова.

Руды состоят преимущественно из аутигенных рудных бобовин, оолитов и терригенных обломков кварца, халцедона, ранее образованных оолитов. Бобовины в частых случаях имеют коричневато-черный, коричневато-бурый цвет и сферические, неправильные формы с однородной, концентрически-зональной и сложной внутренней структурой. «Затравками», которые слагают ядро оолита, служат кварц, сгустки глинистых минералов, глауконит, гетит, гидрогетит, лептохлорит, редко магнетит. В теории оолитообразования эти «затравки» представляют собой центры коагуляции, вокруг которых происходит распад коллоидных растворов и формирование гидроксидов Fe.

По морфологии и окраске оолиты можно разделить на коричневато-черные с более правильными очертаниями, коричневато-бурые со сферическими неправильными очертаниями и сложные (цементация гидрогетитом нескольких ранее образованных оолитов). Первые имеют преимущественно гидрогетитовый состав (основные Fe-содержащие минералы – гидрогетит, гетит, остальные – лептохлорит, лепидокрокит), а вторые – хлорит-гидрогетитовый состав (гидрогетит, лептохлорит и глауконит,

лепидокрокит, сидерит, гетит соответственно) со значительными включениями обломочных минералов.

На рентгенофлуоресцентном микроскопе был определен средний элементный состав гидрогетитовых и хлорит-гидрогетитовых оолитов. В связи с преобладанием алюмосиликатных минералов (лептохлорит, глауконит) последние отличаются пониженным содержанием Fe, P, но повышенными – Si, K. Хлорит-гидрогетитовые оолиты характеризуются следующим средним элементным составом (по данным 270 измерений PФA): Fe 37,1 %, Si 17,2 %, P 0,24 %, Al 2,65 %,, K 2,4 %, Ca 0,45 %, Ti 0,2 %, V 0,2 % и др.; гидрогетитовые оолиты (по данным 270 измерений PФA): Fe 58,59 %, Si 2,73 %, P 1,17 %, Al 3,17 %,, K 0,15 %, Mg 0,15 %, Ca 0,16 %, Ti 0,09 %, V 0,16 % и др.

Наиболее разнообразный минеральный состав свойственен оолитам и бобовинам хлорит-гидрогетитового состава размером более 0,5 мм. В них постоянно фиксируются повышенные содержания Ti и Zr, которые связаны с включениями ильменита (puc. 2, г), рутила, псевдобрукита (Fe<sub>2</sub>TiO<sub>5</sub>) и циркона, также отмечается повышенное содержание фосфора, который концентрируется в микровключениях анапатита (Ca<sub>2</sub>Fe<sup>2+</sup>[PO<sub>4</sub>]<sub>2</sub>·4H<sub>2</sub>O), куларита, монацита (см. puc. 2, в). Включения титанистых минералов (размер их от 1 до 80-100 мкм) представлены ильменитом и, предположительно, псевдобрукитом (TiO<sub>2</sub> 20–30 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 65–70 %) размером 10–20 мкм. Иногда отмечается до десятка титанистых включений в одном рудном зерне. Также в хлорит-гидрогетитовых бобовинах фиксируются вкрапления циркона размером 30–100 мкм. По химическому составу вкрапления минераловTi и Zr в оолитах и бобовинах схожи с рудными минералами Туганского ильменит-цирконового россыпного месторождения (40 км на северо-восток от Томска), что позволяет сделать предположение о едином источнике сноса этих компонентов.

Размер выделений фосфатов от 1-2 до 50 мкм. При этом только вкрапления анапаита имеют размеры 20-50 мкм, остальные фосфаты распространены в виде микровключений, концентрических 30Н (рис. 3, а), дендритовидных агрегатов (см. рис. 2, б), последние наблюдаются только в бобовинах хлорит-гидрогетитового состава. В гидрогетитовых оолитах с ритмично-зональным строением преобладает куларит, который образует микровключения, либо отдельные прерывистые кольцевые зоны (см. рис. 3, а). В единичных случаях встречаются в значительной степени дезинтегрированные зерна призматического габитуса (см. рис. 2, в), ПО составу отвечающие монациту с повышенным содержанием La и Ce (по 18-20 %). Присутствие галенита и сфалерита (см. рис. 3, б) в оолитах обеспечивает высокие содержания Zn и Pb. Также в гидрогетитовых оолитах отмечаются единичные обломки рутила (см. рис. 3, в).



Рис. 2. Фосфатные минералы и ильменит в хлорит-гидрогетитовых оолитах.

a – вкрапление кальциевого фосфата (анапаит) (изображение в обратно-рассеянных электронах); б – «дендритовидные» агрегаты фосфата редкоземельных элементов (куларит) (изображение во обратнорассеянных электронах), в – призматическое зерно монацита с трещинками дезинтеграции (изображение во обратно-рассеянных электронах); г – вкрапления ильменита (а–в – изображение в обратно-рассеянных электронах).



Рис. 3. Микровключения в гидрогетитовых оолитах фракции -0,5 - +0,2 мм (изображения в обратно-рассеянных электронах):

а – концентрические зоны и микровключения редкоземельных фосфатов (куларит); б – галенит среди фосфатов редкоземельных элементов в микротрещинке; в – единичное вкрапление рутила.

### выводы

1. В «рыхлом» типе оолитовых руд наибольший выход имеет фракция -0,5...+0,2 мм, где и концентрируется основной объем рудных компонентов. Перспективными для обогащения на западном участке можно считать фракцию -1+0,2 мм, на восточном – фракцию -1...+0,1 мм.

2. Элементный состав «рыхлых» руд для западного участка характеризуется средним содержанием Fe 35 %, P 0,41 %, V 0,16 %, для восточного участка –38; 0,32 и 0,18 % соответственно.

3. Благородные и редкие элементы в «рыхлых» рудах не имеют промышленно значимых содержаний.

4. Примесь Р в рудах в среднем составляет 0,43 %. Фосфор в оолитах представлен в виде куларита (субмикронные вкрапления размером менее 10 мкм), монацита (до 40 мкм), анапаита (5–60 мкм). Остальные вредные примеси (As, Cu, Zn, Pb и Sn) не превышают допустимых значений для оолитовых руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ВИУ ИПР № 114 2014.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Бабин А.А.</u> Бакчарское железорудное месторождение (геология, закономерности размещения и генезис железных руд): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Томск: ТПИ, 1969.

2. <u>Западно-Сибирский</u> железорудный бассейн / Под ред. Ф.Н. Шахова Новосибирск: СО РАН СССР, 1964.

3. <u>Карепина К.В.</u>, Домаренко В.А., Рихванов Л.П. Редкие и радиоактивные элементы в железных рудах Западно-Сибирского железорудного пояса на примере Бакчарского узла (Томская область) // Вестник науки Сибири, 2012. № 6. С. 29–35.

4. <u>Николаева И.В.</u> Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1967. 129 с.

5. <u>Мазуров А.К.</u>, Боярко Г.Ю., Емешев В.Г., Комаров А.В. Перспективы освоения Бакчарского железорудного месторождения, Томская область // Руды и металлы, 2006. № 2. С. 64 70.

6. <u>Пшеничкин А.Я.</u>, Коробейников А.Ф., Колпакова Н.А. Проявление благороднометалльной минерализации в осадочных железных рудах Бакчарского месторождения // Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевой базы и предприятий ТЭК Сибири: Мат. межрегиональной научно-практической конференции. Томск: ТПУ, 2005. С. 274–277.

7. <u>Шор Г.М.</u>, Ланда Э.А., Гусинова Л.Г. и др Нетрадиционное гидрогенное оруденение металлов платиновой группы в чехле Западно-Сибирской платформы. / Платина России. Проблема развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. М., 1999. Т. Ш. С. 345–352.

# БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПОЗДНЕАРХЕЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ КУРСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ

# М.В. Рыборак, А.Ю. Альбеков, П.С. Бойко

Воронежский государственный университет, 394006, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, Россия

Исследованы проявления благороднометалльной минерализации в позднеархейских структурно-вещественных комплексах Курской гранит-зеленокаменной области. Приведена характеристика основных золотоносных и платинометалльных рудных формаций. Перспективы платинометалльного оруденения связываются с мафит-ультрамафитовой вулканоплутонической ассоциацией нижних частей разреза зеленокаменных структур, локализация промышленно значимых золоторудных объектов предполагается в связи с вулканогенно-осадочной толщей верхних частей разреза, зонами тектонической активности в пределах крупных гранитоидных массивов и региональными сдвиговыми разломами обрамления зеленокаменных поясов.

архей, Восточно-Европейская платформа, Курский (КМА) блок, зеленокаменные пояса, золото, платиноиды

# NOBLE-METAL MINERALIZATION ASSEMBLAGES OF THE LATE ARCHEAN COMPLEXES KURSK GRANITE-GREENSTONE AREA M.V. Ryborak, A.Yu. Albekov, P.S. Boyko

Noble-metal deposits assemblages of the Late Archean complexes Kursk granite-greenstone area are investigated. Gold and platinum group elements (PGE) main ore formations are characterized. Prospects of PGE deposits connected with mafic-ultramafic volcano-plutonic association of lower parts of greenstone rifting structures. Significant gold deposits is supposed in connection with volcano-sedimentary formation of the upper parts of greenstone structures and zones of tectonic activity within large granite massif and fault sheer-zone, terminating greenstone belts.

Archean, East-European basement, Kursk (KMA) block, greenstone belt, gold, platinum group elements

### введение

Расположенная в южной части Восточно-Европейской платформы Курская гранитзеленокаменная область (КГЗО), согласно существующим представлениям, является северовосточной окраиной Сарматского сегмента, коррелируемого Азовским, с Среднеприднепровским и Ингулецким блоками Украинского щита [1, 20, 21, 22]. Предполагается [24], что Курский блок КГЗО является северным продолжением Азовского блока Украинского щита (УЩ), а Белгородско-Михайловский зеленокаменный пояс (ЗКП) трассирует Павлоградско-Ореховской северное протяжение 30НЫ, являющейся переработанной западной окраиной Азовского блока.

Тектоника позднеархейского этапа развития КГЗО характеризуется заложением рифтогенных структур на раннеархейском гранито-гнейсовом основании, в которых формировались мафит-ультрамафитовая вулканоплутоническая ассоциация [2, 6, 11, 14] и вулканогенно-осадочная (БАДР) толща [10]. В соответствии с моделью геодинамического развития Белгородско-Михайловской (с соподчиненными Суджанской, Фатеевской, Сторожевско-Борисовской ветвями) и Алексеевско-Воронецкой зеленокаменных структур, разделенных Курско-Бесединским срединным массивом [7, 20], условия растяжения начальной стадии позднеархейского этапа, впоследствии сменились условиями сжатия с образованием значительных объемов расплавов гранитоидного состава.

В целом, структурно-вещественные комплексы позднего архея Курского блока можно разделить на две генетические группы: 1) зеленокаменный структурно-формационный комплекс (СФК) рифтогенного этапа, включающий – коматиит-толеиты александровской свиты михайловской серии [2, 6, 14]; комагматичный им дунит-перидотит-габбровый сергиевский комплекс; вулканогенно-осадочную (БАДР) ассоциацию лебединской свиты михайловской серии и 2) гранитоидный структурно-формационный комплекс, в составе которого выделяют мигматит-тоналит-плагиогранитный салтыковский комплекс и атамановский комплекс микроклиновых гранитов и мигматитов [18]. Широкий спектр структурно-вещественных комплексов, формировавшихся в позднем архее, определяет разнообразие связанных с ними рудных формаций, в том числе благороднометалльных [16, 17, 21].

# БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЗДНЕАРХЕЙСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО СФК

Для вулканоплутонической мафит-ультрамафитовой ассоциации позднеархейского зеленокаменного комплекса характерны проявления сульфидной платиноидно-медноникелевой рудной формации, ассоциирующие с коматиит-толеитами и комагматичными им интрузивными габбро-дунит-перидотитами. С вулканогенно-осадочной (БАДР) ассоциацией верхних частей разреза связаны проявления золото-сульфидно-кварцевой формации.

### Сульфидная платиноидно-медно-никелевая формация

С изучения начала высокомагнезиальных образований позднеархейских зеленокаменных поясов Курского блока перспективы благороднометалльной минерализации традиционно связываются с сульфидной платиноидно-медно-никелевой формацией, в связи с которой, зачастую, отмечаются золоторудные проявления [2, 6, 17]. В Курской гранитзеленокаменной области известно более 30 разномасштабных проявлений сульфидной платиноидно-медно-никелевой минерализации, ассоциированных с позднеархейскими мафит-ультрамафитами. Установлено [2] их сходство с никеленосными коматиитами Западной Австралии, сделаны предположения о необходимости дополнительного источника серы для образования промышленно значимых скоплений платиносодержащих никелевых руд. Детальные исследования позднеархейской сульфидной платиноидно-медно-никелевой Си-Ni рудно-магматической системы (РМС) («олимпийский» тип) [17] показали существование двух генетических типов рудной минерализации – сингенетического (ликвационного) и эпигенетического (гидротермально-метасоматического). Установлено [17], что определяющими чертами платиноносных сульфидно-никелевых коматиитсодержащих РМС позднеархейского энсиалического рифтогенеза (выступающими вместе с тем в качестве их граничных петролого-геохимических признаков) являются:
1) высокая магнезиальность (MgO = 20–33 мас.%) при пониженной (в сравнении с раннеархейской PMC) железистости ( $\Sigma$ FeO = 8 мас.%), слабой недосыщенности SiO<sub>2</sub>, низкой щелочности (0,1–1,5 мас.%; Na<sub>2</sub>O>K<sub>2</sub>O) и титанистости;

2) обогащенность Zn, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 0,4–0,5 мас.%) и Ni (до 0,2–0,3 мас.%), обнаруживающими высокую положительную корреляционную связь с Mg, резкое преобладание Ni над Cu и Co (Ni/Cu > 3–5; Ni/Co > 10) и Pt над Pd (Pd/Pt = 0,23–0,44);

3) существенно пентландит-пирротинвый состав сингенетической вкрапленности (при ограниченной роли халькопирита, пирита, хромсодержащего магнетита, высокохромистых цинксодержащих хромшпинелидов, никелина, хизлевудита и др.) зон сульфидной минерализации, характеризующихся повышенным содержанием Ni при резком преобладании его над Cu и Co (Ni/Cu > 3–10; Ni/Co > 10–20), в целом невысокими концентрациями Pt (60–140 мг/т) и Pd (23–75 мг/т) при существенном преобладании Pt над Pd (Pd/Pt = 0,38–0,40), близким к метеоритному изотопным составом серы ( $\delta^{34}$ S = 1,65 %).

Исследованиями последних лет [9] установлено, что для высокомагнезиальных вулканитов восточной части обрамления Новоялтинско-Михайловской структуры, располагающихся в северной части Белгородско-Михайловского зеленокаменного пояса (Гремяченское проявление (1), рис. 1), характерны повышенные фоновые концентрации платины, при значительной роли Mo, Ag, Sn, W, Pb, Bi, Th, U, отражающих, вероятно, геохимические особенности более поздних наложенных гидротермальных метасоматических процессов. В позднеархейских ультраосновных кумулятивных образованиях западной части обрамления этой структуры (Железногорское проявление (2), рис. 1) установлены содержания Pt и Pd до 0,06 и 0,04 г/т, соответственно.

#### Золото-сульфидно-кварцевая формация

Проявления золото-сульфидно-кварцевой формации приурочены к верхним частям разреза позднеархейских зеленокаменных структур, представленных вулканогенноосадочными образованиями лебединской свиты михайловской серии. Вулканогенная составляющая лебединской свиты, на примере Дичнянского разреза Белгородско-Михайловского ЗКП, включает около 50 % метавулканитов кислого, 40 % среднего и 10 % основного состава [10]. Одним из наиболее перспективных объектов данной формации является Южно-Реутецкое проявление золота (рис. 1 (3)), расположенное в центральной Белгородско-Михайловского зеленокаменного пояса, В области сочленения части Белгородской и Суджанской ветвей, где в метавулканитах лебединской серии выявлены золотоносные зоны мощностью первые десятки метров с содержаниями от десятых долей до первых г/т. В составе сопутствующих сульфидов выявлены пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, теллуриды. Характерными геохимическими особенностями являются аномально высокие концентрации: мышьяка, висмута, теллура, сурьмы.



Условные	обозначения
----------	-------------

Общая стратиграфическая шкала		Региональные стратиграфические подразделения Курского блока			Интрузивные образования			
Акротема	Эонотема	Эратема	Серия (метаморфическ	Свита, толща	Формация	Комплекс	Формация	
ПРОТЕРОЗОЙ	Нижний протерозой (карелий)	Нижнекарельская	Курская серия Оскольская серия	ИгнатееСтойленс Коробковск Ротовская Свита Глазуновская вская кая свита ая свита я свита тоща тоща	PR,os     Оскольская серия нерасчлененная       PR,gl     Андезит-базальтовая       PR,gl     Андезит-базальтовая       PR,gl     Риолит-пикробазальт- базальт-сланцевая       PR,m,     Риолит-пикробазальт- базальт-сланцевая       PR,m,     Углеродистая метапесчаник-сланцевая       PR,m,     Метапесчаник-сланцево- карбонатная       PR,gg     Курская серия нерасчлененная       PR,ks     Келезисто-кремнисто- сланцевая       PR,kr     Железисто-кремнисто- сланцевая       PR,st     Метапесчаник-сланцевая с конгломератами       PR,ag     Метапесчаник-гравелит- конгломератовая	Дубрави нский Шебекин ский Малинов ский Лискинс кий Павловс кий Стойло- николаев Золотухи нский	EvPR,d &PR,s EVPR,ml vPR,sm yPR,J fyPR,gn yoPR,z GVPR,o	Щелочных пироксенитов с карбонатитами Габбропироксенит- сиенитовая Субщелочных гранитов Габбродолеритовая Умеренно- щелочных гранитов Мигматит-гранит- граносиенитовая Диорит- гранодиоритовая Перидотит- габброноритовая
АРХЕЙ	Верхний архей (лопий)	Верхнелопийс кая Среднелопийс кая		) Лебединская свита	АR,mh Михайловская серия нерасчлененная Риодацит-андезит- базальтовая, с кварцитами, метапесчаниками	Атаманс кий Салтыко вский	$\gamma AR_2 a$ $m\gamma AR_2 sl$	Умеренно-щелочных гранитов Мигматит- плагиогранитовая
		Нижнелопийс кая	Михайл	Александро вская свита	АR,al Коматиит-базальтовая, с железистыми кварцитами	Белогорье вский Сергиевс кий	vAR₂bg vσAR₂sr	Габбровая Габбро-дунит- перидотитовая
	Нижни й архей (саамий )		Обоянс кая		АR,оb Метабазит-гранулит-гнейсовая, метаграувакковая метагранодиорит-гнейсовая, железисто-кальцифир-	Бесединс кий	$\nu\sigma AR_i bs$	Перидотит- пироксенит-габбровая

Рис.1.НекоторыепроявленияблагороднометалльнойминерализациипозднеархейскогоБелгородско-МихайловскогозеленокаменногопоясаКурскойгранитзеленокаменнойобласти.Геологическаяосновапо[8], под ред. чл.-корр.РАН Н.М. Чернышова.

В интервале разреза с максимальным содержанием золота выявлены повышенные концентрации Bi, Te, As, Sb, Co, Cu. Факторный анализ показывает существование устойчивых связей между элементами в группах, отражающих, вероятно, различные стадии гидротермального процесса: висмут – теллур – свинец; золото – медь – серебро; мышьяк – олово. Изучение выделенных самородных форм золота показало их высокую пробность с незначительной (до 6,4 %) лигатурой серебра.

# БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЗДНЕАРХЕЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО СФК

Среди позднеархейских гранитоидов КГЗО выделяются мигматит-тоналитплагиогранитная формация (салтыковский комплекс), образование которой связывается [7, 20] с плавлением раннеархейского гранитогнейсового основания в результате воздействия мантийно-плюмовой системы рифтогенного этапа, а также формация субщелочныхщелочных гранитоидов (атамановский комплекс), образовавшаяся позднее, на пике активности позднеархейских коллизионных процессов в результате эволюции гранитоидных расплавов в верхнекоровых очагах магмогенерации.

В связи с мигматит-тоналит-плагиогранитами салтыковского комплекса известны многочисленные, но преимущественно мелкомасштабные проявления серебра, молибдена, вольфрама, меди. Здесь же выделяются контролируемые региональными сдвиговыми зонами наложенные золоторудные объекты, относимые [13] к группе орогенных мезотермальных проявлений. К субщелочным гранитоидам атамановского комплекса приурочены немногочисленные и незначительные по масштабам полиметаллические (главным образом Мо) и редкометалльные проявления.

#### Медно-молибденовая, вольфрам-молибденовая серебросодержащие формации

Автохтонные гранитоиды салтыковского комплекса являются конечным продуктом процесса интенсивной мигматизации и гранитизации раннеархейского петрологического ряда пород: гнейсы – мигматиты [7, 19, 20]. В значительных по размерам (первые сотни км<sup>2</sup>) массивах салтыковского комплекса, обрамляющих зеленокаменные структуры, выявлены немногочисленные медно-молибденовой вольфрам-молибденовой проявления И серебросодержащих формаций, где содержание серебра достигает 3 г/т. В целом, минерагенический благороднометалльный проявлений потенциал сингенетичных салтыковского комплекса можно оценить как малоперспективный.

Золото-сульфидно-кварцевая формация (мезотермального орогенного типа)

При незначительных масштабах сингенетических процессов рудогенеза гранитоиды салтыковского комплекса вмещают многочисленные, зачастую близкие к промышленно значимым по объемам и содержаниям, рудопроявления и пункты минерализации золота наложенного гидротермально-метасоматического типа. Выявлена их пространственная приуроченность к региональной разломной Волчано-Шаблыкинской структуре, являющейся западным ограничителем Белгородско-Михайловского пояса [11], где на всем протяжении структуры (более 300 км), в непосредственной близости тектонического контакта архейских и палеопротерозойских комплексов, установлены разномасштабные проявления

золоторудной минерализации: а) в южной части – в западном обрамлении Белгородской синклинали, в зоне тектонического контакта палеопротерозойских и архейских СВК (Олимпийский (4), Висловский (5) участки, рис. 1); б) в северной части Белгородско-Михайловской структуры, в западном борту Новоялтинско-Михайловской синклинали (Игнатеевский участок с Хальзевской группой проявлений золота (6) рис. 1). В границах последнего, наиболее изученного участка, по геофизическим данным и результатам бурения в позднеархейских плагиогранитах салтыковского комплекса прослеживается субмеридиональная Хальзевско-Михайловская разломная зона взбросового типа, с падением плоскости сместителя на восток под углом 60-75°. В местах выхода на поверхность докембрийского фундамента она проявлена геофизическими гравимагнитными минимумами, отличающимися от минимумов маркирующих контактовые зоны меньшей контрастностью и устойчивым прослеживанием в пределах однородных объектов. Зоны, несущие оруденение, локализованные преимущественно В брекчированных, катаклазированных И милонитизированных породах, представлены кварцевыми жилами и прожилками, с березитизации, серицитизации, окварцевания, развитием процессов сульфидизации, хлоритизации И карбонатизации. В плагиогранитах гидротермальные изменения проявляются в виде наложенной микроклинизации, новообразовании плагиоклаза. В целом отмечается высокая насыщенность дайками кварцевых порфиров и пегматоидных плагиогранитов.

В контурах контролируемой Хальзевско-Михайловским разломом рудной зоны, имеющей ширину около 1 км и прослеживающейся в субмеридиональном направлении более чем на 8 км, выявлено 2 рудопроявления, несколько пунктов минерализации и геохимических аномалий золота.

Рудопроявление Околодновское, с максимальным выявленным содержанием золота (до 9,8 г/т), представлено гидротермально измененными трещиноватыми, милонитизированными плагиогранитами. Рудное тело насыщено кварцевыми жилами и прожилками, участками объемного окварцевания, зонами хлоритизации, прорвано многочисленными дайками кислого состава; сульфиды (1-3 %) представлены пиритом, халькопиритом, реже пирротином, борнитом, галенитом, молибденитом. Наибольшие содержания (9,8 г/т) и видимое золото в срастании с хлоритом определены в кварцевой жиле субвертикального падения, северного простирания, мощностью 2,8 м. В строении жилы наблюдается две генерации кварца, серицит до 25 %, реже хлорит, сульфиды в виде вкрапленности, гнездообразных и прожилковых обособлений от единичных зерен до 2-3 %. Для рудопроявления характерна геохимическая ассоциация с серебром (содержание Ад достигает 38,1 г/т), медью, висмутом, свинцом, цинком, молибденом и вольфрамом (вмещающие плагиограниты отчетливо специализированы на вольфрам).

Схожий характер оруденения наблюдается также в Хальзевском рудопроявлении, где в березитизированных, окварцованных плагиогранитах содержания золота достигают 2,6 г/т, при 21,6 г/т серебра. Пункты минерализации и геохимические аномалии золота здесь

связаны с гидротермально проработанными зонами трещиноватости с аналогичным составом сульфидов и геохимической ассоциацией элементов.

Южнее располагающихся в плагиогранитах проявлений, вдоль разломной зоны, концентрируются аномалии, пункты минерализации и рудопроявления золота (Медовое - I, Медовое – II), локализованные в палеопротерозойских железисто-кремнисто-сланцевых образованиях курской серии.

В целом можно выделить следующие характерные особенности описанной рудной зоны:

 пространственная приуроченность проявлений к региональному сдвиговому тектоническому нарушению с обширной зоной трещиноватости, рассланцевания, дробления, брекчирования, милонитизации;

 – развитие широкого спектра гидротермальных изменений - березитизация, хлоритизация, прожилково-вкрапленная сульфидизация, жильное, прожилковое и объемное окварцевание, карбонатизация;

 насыщенность тектонизированных зон дайками пегматоидных плагигранитов и кварцевых порфиров;

 – геохимическая ассоциация золота с серебром, медью, висмутом, свинцом, цинком, молибденом и вольфрамом.

Отчетливый тектонический контроль, характерный спектр гидротермальных изменений, устойчивое значительное, до стократного, преобладание серебра над золотом позволяют отнести Хальзевскую группу проявлений к золото-серебряному мезотермальному (орогенному) типу.

Минерагеническая специализация субщелочных гранитоидов атамановского комплекса оценивается [19] как вольфрам-молибденовая и редкометалльная, однако в металлогении позднеархейского этапа роль гранитоидных расплавов атамановского комплекса сводится, скорее, к источнику энергии при перераспределении рудных компонентов вмещающих образований.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При настоящей степени изученности кристаллического фундамента Курского блока Восточно-Европейской перспективы благороднометалльного платформы оруденения позднеархейских структурно-вещественных комплексов связываются, в первую очередь, с мафит-ультрамафитовой вулкано-плутонической ассоциацией (платиноиды и золото в составе сульфидной медно-никелевой формации), с золото-кварц-сульфидными проявлениями в вулканогенно-осадочной толще верхних частей разреза зеленокаменных структур, а также с золоторудными проявлениями мезотермального (орогенного) типа, приуроченными к зонам тектонической активности В автохтонных гранитоидах салтыковского комплекса и региональным сдвиговым зонам, обрамляющим зеленокаменные структуры.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Бибикова Е.В.</u>, Богданова С.В., Постников А.В. и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009. № 6. С. 3–16.

2. <u>Бочаров В.Л.</u>, Фролов С.М., Плаксенко А.Н. и др. Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1993. 176 с.

3. <u>Глевасский Е.Б.</u> Решение некоторых проблем петрологии и стратиграфии докембрия Украинского щита с позиций плитотектоники // Мінерал. журн., 2005. Т. 27. № 3. С. 57–66.

4. <u>Глевасский Е.Б.</u>, Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинского щита // Мінерал. журн., 2000. Т. 22. № 2/3. С. 77–91.

5. <u>Каляев Г.И.</u>, Глевасский Е.Б., Димитров Г.Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 237 с.

6. <u>Крестин Е.М.</u> Позднеархейские коматииты и интрузивные гипербазиты в докембрии КМА, их петрология и металлогения. Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1979. С. 72–74.

7. <u>Ненахов В.М.</u>, Стрик Ю.Н., Трегуб А.И. и др. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением на примере Воронежского кристаллического массива. М.: ГЕОКАРТ. ГЕОС, 2007. 284 с.

8. <u>Молотков С. П.</u> Геологическая карта Воронежского кристаллического массива. Масштаб 1: 500 000 / С. П. Молотков [и др.]. М. : СовГеоИнфо, 1999. 6 листов.

9. <u>Рыборак М.В.</u>, Альбеков А.Ю. Благороднометалльное оруденение неоархейских мафит-ультрамафитов КМА на примере Жидеевского массива // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы: материалы XVI Междунар. конф. Воронеж, 2010. Т.2. С. 192–195.

10. <u>Рыборак М.В.</u>, Альбеков А.Ю. Геохимия и петрогенезис позднеархейской андезитдацит-риолитовой ассоциации верхней толщи Льговско-Ракитянского зеленокаменного пояса КМА (Центральная Россия) // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: материалы Всероссийской конференции. СПб, 2012. Т. 2. С. 192–194.

11. <u>Рыборак М.В.</u>, Альбеков А.Ю. Золоторудная минерализация орогенного типа Курского мегаблока ВКМ // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова: тр. 7-й Всерос. Ферсмановской науч. сессии. Кировск, Апатиты, 2010. С. 92–93.

12. <u>Рыборак М.В.</u>, Альбеков А.Ю. Мантийно-плюмовые обстановки формирования позднеархейских зеленокаменных поясов Восточно-Европейского кратона на примере Балтийского щита и Курской гранит-зеленокаменной области // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона: труды IX Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 60-летию Геологического института КНЦ РАН, Апатиты. Апатиты, 2012. С. 198–201.

13. <u>Рыборак М.В.</u>, Альбеков А.Ю. Некоторые проявления золоторудной минерализации мезотермального (орогенного) типа Курского мегаблока Воронежского

кристаллического массива // Материалы VII Всероссийской Ферсмановской научной сессии, посвященной 80-летию Кольского научного центра РАН. Апатиты, 2010. С. 183–186.

14. <u>Рыборак М.В.</u>, Альбеков А.Ю. Неоархейская вулканогенно-осадочная ассоциация Михайловской структуры Курской гранит-зеленокаменной области: реконструкция условий формирования по петрохимическим данным // Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах: материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар, 2012. С. 73–75.

15. <u>Рыборак М.В.</u>, Альбеков А.Ю. Тектонические обстановки формирования расплавов позднеархейских высокомагнезиальных вулканитов Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА (Центральная Россия) // Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы : материалы 18-й Междунар. науч.-практ. конф. Воронеж, 2012. С. 309–312.

16. <u>Рыборак М.В.</u>, Альбеков А.Ю. Типизация золоторудных проявлений курского блока Воронежского кристаллического массива // Регион: системы, экономика, управление. Воронеж, 2012. № 1 (16). С. 93–97.

17. <u>Чернышов Н.М.</u> Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. 448 с.

18. <u>Чернышов Н.М.</u>, Альбеков А.Ю., Рыборак М.В. О современном состоянии схемы стратиграфии и магматизма раннего докембрия ВКМ // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология, 2009. № 2. С. 33–40.

19. <u>Чернышов Н.М.</u>, Лосицкий В.В., Молотков С.П. и др. Структурно-тектоническое районирование Воронежского кристаллического массива (по геологическим и геофизическим данным) // Современные проблемы геологии. Материалы юбилейной научной сессии геологического факультета ВГУ. Воронеж, 1998. С. 5–7.

20. <u>Чернышов Н.М.</u>, Ненахов В.М., Лебедев И.П. и др. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника, 1997. № 3. С. 21–30.

21. <u>Чернышов Н.М.</u>, Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. Формационно-генетические типы золоторудного и золото-платинометалльного оруденения Воронежского кристаллического массива // Золото Фенноскандинавского щита: материалы международной конференции. Петрозаводск, 2013. С. 192–195.

22. <u>Чернышов Н.М.</u>, Рыборак М.В., Саватенков В.М. и др. Первые данные Sm-Nd изотопии неоархейской коматиит-толеитовой ассоциации Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА (Центральная Россия) // Доклады Академии наук. М., 2012. Т. 447. № 1. С. 86–89.

23. <u>Щипанский А.А.</u>, А.В. Самсонов, А.Ю. Петрова и др. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника, 2007. № 1. С. 43–70.

24. <u>Lobach-Zhuchenko S.B.</u>, Balagansky V.V., Baltybaev Sh.K. et. al. The Orekhov– Pavlograd Zone, Ukrainian Shield: Milestones of itsevolutionary history and constraints for tectonic models // Precambrian Res., 2014. T. 252. P. 71–87.

# ЭКЗОТИЧЕСКИЕ ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫЕ РУДНЫЕ СКОПЛЕНИЯ В ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЯХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

#### В.В. Рябов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

В габбродолеритах интрузий Курейско-Горбиачинского вулканоплутона обнаружены скопления различных по составу минеральных фаз, количество которых на одном локальном участке породы достигает 50–60 и более зерен (различные сочетания Pt, Pd, Au, Ag, Cu, Ni, Co, Fe, Bi, Pb, Zn, Sn, As, Sb, S, Ge). Минеральные фазы этих скоплений представляют классы и группы минералов, известных в рудах норильских месторождений, а также первые находки необычных по составу минералов и их разновидностей в природе. Предполагается, что ведущую роль в образовании полиминеральных скоплений сыграли углеводородные флюиды. Они экстрагировали металлы из толеит-базальтового расплава, создавали летучие гетерометалльные элементоорганические соединения, мигрировали в расплаве и на геохимических барьерах диссоциировали с образованием различных по составу минеральных фаз. Источником минералообразующих химических элементов были пласты каменного угля и базальтовый расплав.

платиновые месторождения. Сибирская платформа, трапповые интрузии, минералогия

# EXOTIC POLYMINERAL ORE SHOOTS IN THE TRAPPEAN INTRUSIONS OF THE SIBERIAN PLATFORM

#### V.V. Ryabov

In gabbro-doleritic intrusions of the Kureika-Gorbiachinsky volcano-pluton clusters of minerals different in compositions, the number of which in one local rock site is 50-60 and more grains, are found. They represent various combinations of Pt, Pd, Au, Ag, Cu, Ni, Co, Fe, Bi, Pb, Zn, Sn, As, Sb, S, and Ge. Mineral phases of these clusters are classes and groups of minerals known in the Norilsk ore deposits, as well as first findings of minerals having unusual composition and their varieties in traps and nature. It is assumed that the leading role in the formation of polymineral clusters was played by hydrocarbon fluids. They extracted metals from tholeiite-basaltic melt creating volatile heterometal-organoelemental compounds, migrated in the melt, and at geochemical barriers they dissociated forming mineral phases different in composition. The source of the mineral-forming chemical elements was coal beds and basaltic melt.

platinum deposit, Siberian platform, trappean intrusion, mineralogy

Скопления различных по составу минералов в небольшом объеме породы или руды представляют научный и практический интерес. Судя по опубликованным данным, такие скопления, создающие в рудных полях минералого-геохимические аномалии, существуют на многих месторождениях. Однако сведения о локальных скоплениях необычных по составу рудных минералов обычно теряются в общей минералогической характеристике руд того или иного месторождения, а сами скопления рассматриваются как минералогическая экзотика, происхождение которой специально не обсуждается. Данные о количестве разновидностей минералов в одном аншлифе или срезе образца руды или породы в публикациях обычно не сообщаются, поскольку считаются не заслуживающими особого внимания, хотя некоторые сведения о скоплениях минералов встретить можно. Например, в рифе J-M Стиллуотера в аншлифе на площади 5 мм<sup>2</sup> наблюдалось около 160 зерен платиновых минералов, которые представляли 14 минеральных видов [9].

Большое разнообразие рудных минералов обычно отмечается в крупных месторождениях и месторождениях-гигантах (Бушвельд, Стиллуотер, Великая дайка, Садбери и др.). На Сибирской платформе крупнейшим вместилищем разнообразных по составу рудных минералов являются Pt-Cu-Ni сульфидные и Pt-малосульфидные месторождения норильского типа [3, 6].

<u>Pt-Cu-Ni сульфидные месторождения</u> норильского типа, по данным разных авторов, по состоянию на 1999 г. содержали 120 рудных минералов, 10 из них – главные рудообразующие, 50 – второстепенные и редкие, 60 – минералы благородных металлов [3]. Сейчас количество новых рудных минералов и разновидностей возросло. Считается, что в Pt-Cu-Ni сульфидных рудах все минералы, в том числе платиновые, тесно связаны с сульфидным расплавом. В процессе дифференциации рудной магмы тугоплавкие и легкоплавкие платиновые металлы по принципу химического сродства распределялись между пирротиновой и халькопиритовой жидкостями, а при их кристаллизации в виде твердых растворов накапливались в сульфидах. На поздних стадиях магматогенного процесса формировался остаточный рудоносный флюид, из которого кристаллизовались редкие, второстепенные и собственные платиновые минералы. Сведения о природе рудоносных флюидов в публикациях крайне ограниченны. Отмечается только, что в остаточных флюидах концентрировались Pt, Pd, Cu, Ni, Co, Sn, Pb, As, Sb, Bi, Te, Ag, Au, S, a в составе летучих находились водно-углекислая с кислыми газами, галлоидно-водородная и сероводородная составляющие [3].

<u>Рt-малосульфидные руды</u> в норильских интрузиях характеризуются большим разнообразием минерального состава, который создают Cu, Ni, Co, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Sn, Pb, As, Sb, Bi, Te, S [6]. ЭПГ находятся в рудах в виде собственных минералов, а также твердых растворов в сульфидах, сульфоарсенидах и арсенидах. В рудах установлено около 60 минеральных видов и разновидностей, в том числе 30 платиновых минералов. В Pt-малосульфидных рудах присутствуют все классы платиновых минералов, характерные для Pt-Cu-Ni-сульфидных руд. Платиновые минералы обычно образуют мономинеральные выделения, нередко зональные кристаллы, сростки двух, трех и более минералов. Предполагается, что минералы Pt-малосульфидных руд образовались из остаточного флюида, вовлеченного в «процесс флюидно-магматической конвекции при поздней консолидации норильских интрузий» [6].

<u>Рt-Fe-металльные руды</u> приурочены к желвакам самородного железа в габбродолеритах трапповых интрузий джалтул-хунгтукунского типа. В рудах установлено около 20 рудных минералов, из них главными являются три минеральных вида Ni-Co-Fe, Fe<sub>3</sub>C и Cu, остальные второстепенные и редкие [4]. Главные рудообразующие металлы – Fe, Ni, Co, Cu, Pt, Pd. Платиновые металлы в этих рудах собственных минералов обычно не образуют, а

представляют твердые растворы в самородном Ni-Co-Fe. Предполагается, что эти руды сформировались при участии углеводородных флюидов [8].

<u>Минералого-геохимические (полиминеральные)</u> аномалии обнаружены в габбродолеритах интрузий Джалтул-Южный и г. Озерной Курейско-Горбиачинского вулкано-плутона. Полиминеральные аномалии образуют небольшие локальные участки, в которых установлено более 100 различных по составу минералов [5, 7]. Размер зерен изученных рудных фаз варьирует от 3–15 до 60 мкм, реже более. В габбродолеритах они находятся в интерстициях породообразующих минералов, по трещинам в них и в виде включений в силикатах. Аномальные образования и желваки самородного железа в габбродолеритах интрузий пространственно разобщены, но имеют, по-видимому, парагенетическую связь.

В таблице 1 приведен состав минералов и минеральных фаз двух типов минералогогеохимических аномалий изученных в аншлифах: одно – на площади 2 см<sup>2</sup> (аномалия Джалтул-Южный), другое – в срезе пластики площадью около 15 см<sup>2</sup> (аномалия г. Озерной). Анализы рудных фаз были получены на сканирующем электронном микроскопе LEO 143 OVP, крупные зерна дополнительно были проанализированы на микрозонде JEOL JXA-8100. Результаты анализов были получены на разных приборах и показали хорошую сходимость. Для выяснения однородности и стабильности состава для некоторых крупных зерен проводилось повторное определение состава в разных частях зерен. В формуле минералов учтены все основные элементы, обнаруженные в их составе. На первое место помещен главный элемент, затем второстепенные по мере уменьшения их содержания. В аномалиях сосуществуют минералы, состав которых соответствует стехиометрии известных минералов и их разновидностей (даны названия и формулы), а также экзотические минеральные фазы, которые в природе встречаются редко или обнаружены впервые. Формулы приведены для минералов без названия и для недостаточно изученных минеральных фаз.

Как следует из таблицы, минеральные фазы представлены самородными минералами, интерметаллидами, сульфидами, арсенидами, стибнидами, станнидами, висмутидами, германатами, сульфогерманатами и оксидами. Они представляют различные комбинации широкого спектра химических элементов (Pt, Pd, Au, Ag, Cu, Ni, Co, Fe, Bi, Pb, Zn, Sn, As, Sb, S, Ge). В составе минералов содержание элементов в катионной и анионной группах минералов широко варьирует. Это можно видеть в таблице по положению элемента внутри скобок формулы.

Основные положения механизма образования полиминеральных аномалий являются следующие:

1) разнообразие минералов в Pt-месторождениях и полиминеральных аномалиях в траппах создает один и тот же комплекс химических элементов, среди которых Pt, Pd, Au, Ag, Cu, Ni, Co, Sn, Pb, As, Sb, Bi, S;

2) реальным источником железа, цветных и благородных металлов была базальтовая магма;

# Таблица 1. Фазовый состав рудно-геохимических аномалий в габбро-долеритах интрузий Курейско-Горбиачинского вулкано-плутона

Аномалия интрузии Джалтул-	Аномалия интруз	ии горы Озерной
Южный		
Аваруит Ni <sub>90</sub> Fe <sub>10</sub>	Аваруит Ni <sub>73</sub> Fe <sub>27</sub>	(Ni,Fe,Co) <sub>2</sub> (S,Ge)
Тэнит Ni <sub>69</sub> Fe <sub>31</sub>	Тэнит Fe <sub>66</sub> Ni <sub>31</sub> Co <sub>3</sub>	(Ni,Fe) <sub>2</sub> (S,Sn,Ge)
Ge-тэнит Ni <sub>49</sub> Fe <sub>42</sub> Co <sub>8</sub> Ge <sub>1</sub>	Со-тэнит Ni <sub>41</sub> Со <sub>35</sub> Fe <sub>24</sub>	(Ni,Pd,Cu,Fe,Co) <sub>2</sub> (S,Sn,Ge)
Камасит Ni <sub>7</sub> Fe <sub>93</sub>	Камасит Fe <sub>93</sub> Ni <sub>7</sub>	Fe <sub>2</sub> GeO <sub>4</sub> (GeO 41,41 мас.%)
Феррит Fe <sub>100</sub>	Феррит Fe <sub>100</sub>	(Fe,Mg,Ni,Cu,Co) <sub>2</sub> GeO <sub>4</sub>
Уайрауит Со <sub>50</sub> Ni <sub>30</sub> Fe <sub>20</sub>	Кобальт Со <sub>81</sub> Ni <sub>10</sub> Fe <sub>9</sub>	Ниснит (Ni,Fe) <sub>3</sub> Sn
Ni-уайрауит Co(Ni <sub>0,6</sub> Fe <sub>0,4</sub> )	$Ni_{0,41}Co_{0,38}Fe_{0,21}$	(Ni,Fe) <sub>3</sub> (Sn,S)
Медь Си	Ферросилиций Fe <sub>35-31</sub> Si <sub>65-69</sub>	(Ni,Fe,Cu) <sub>2</sub> (S,Sn)
Графит С	Серебро Ag <sub>98</sub> Fe <sub>2</sub>	(Ni,Fe,Co) <sub>2</sub> (S,Sn)
Когенит Fe <sub>3</sub> C	Графит С	(Ni,Pd,Fe,Co) <sub>2</sub> (S,Sn)
Хизлевудит Ni <sub>3</sub> S <sub>2</sub>	Пентландит (Ni,Fe,Co) <sub>9</sub> S <sub>8</sub>	(Pd,Ni,Fe,Co) <sub>2</sub> (S,Sn)
Пентландит (Fe,Ni) <sub>9</sub> S <sub>8</sub>	Со-пентландит (Со,Ni,Fe) <sub>9</sub> S <sub>8</sub>	(Pd,Fe,Cu)(S,Sn)
Со-пентландит Со <sub>9</sub> S <sub>8</sub>	$Co_9S_8$	(Pd,Cu,Fe,Ni) <sub>3</sub> (S,Sn)
Халькопирит CuFeS <sub>2</sub>	Хизлевудит Ni <sub>3</sub> S <sub>2</sub>	$(Ni,Fe)_{1.5}(S,Bi,As,Sb)$
Борнит Cu₅FeS₄	Халькопирит CuFeS <sub>2</sub>	(Fe,Ni,Pd,Pt,Co)(S,Sb,Bi)
Халькозин Cu <sub>2</sub> S	Борнит Cu <sub>5</sub> FeS <sub>4</sub>	$(Pd,Ni,Fe,Au)_{2,5}(As,Sb)$
Кубанит CuFe <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	Халькозин Cu <sub>2</sub> S	Орселит (Ni,Fe) <sub>2</sub> As
Сфалерит ZnS	Кубанит СиFe <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	(Ni,Fe) <sub>3</sub> As
Галенит РbS	$Cu_9Fe_6S_{13}$	(Fe,Ni,Co) <sub>3</sub> (Pt,Pd,Bi)(S,Sb) <sub>4</sub>
Молибденит MoS <sub>2</sub>	$Fe_{0.8}Cu_{0.2}S$	$(Ni,Fe)_6Bi_2(S,As,Sb)_3$
Троилит FeS	Троилит FeS	Вюстит FeO
$(Ni_{44}Fe_{03}Cu_{03})_{5}(Ge_{09}S_{11})_{2}$	Аргентит Ag <sub>2</sub> S	Герцинит FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
Орселит Ni <sub>5-x</sub> As <sub>2</sub>	Ni <sub>2</sub> Ge (Ge 37,21 мас.%)	Ильменит FeTi <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Pd-Opceлит (Pd,Ni) <sub>5-x</sub> As <sub>2</sub>	(Ni,Fe,Co) <sub>2</sub> Ge	Циркон ZrSiO <sub>4</sub>
Sb-Орселит (Sb,Ni) <sub>5-X</sub> As <sub>2</sub>	(Ni,Fe,Co,Mg) <sub>2</sub> Ge	Демидовскит –
Mayxepuт Ni <sub>11</sub> As <sub>8</sub>	(Ni,Fe,Co) <sub>2</sub> (Ge,Sb)	Ca <sub>18</sub> Fe <sub>15</sub> AlSi <sub>4</sub> O <sub>47</sub> Cl <sub>6</sub>
Брейтгауптит NiSb	(Ni,Fe,Co) <sub>2</sub> (Ge,Sb,S)	
Рd-брейтгауптит (Pd,Ni)Sb	(Ni,Fe) <sub>2</sub> (As,Ge)	
Рt-брейтгауптит (Pt,Ni)Sb	(Ni,Fe) <sub>2</sub> (As,Ge,S)	
Садбериит PdSb	(Ni,Fe) <sub>2</sub> (As,Ge,Sb)	
(Pd,Ni) <sub>2</sub> Sb	$(Ni,Fe)_2(As,Ge,Sb,S)$	
$Pd_2Cu(Sn,Sb) - Pd_2Cu(Sb,Sn)$	$(Ni,Fe,Co)_2(S,As,Ge)$	
(Pd,Cu,Ni) <sub>2</sub> (Sb,Bi)	(Ni,Fe) <sub>2</sub> (As,Ge,S)	
Фрудит РdВі2	(Ni,Fe) <sub>2</sub> (As,Ge,Sb)	
Соболевскит PdBi	(Ni,Fe) <sub>2</sub> (As,Ge,Sb,S)	
Аурикуприд Си <sub>2</sub> Аи	(Ni,Fe,Co) <sub>2</sub> (S,As,Ge)	
Тетрааурикуприд АиСи		
Армалколит(Mg,F $e^{2+}$ )(Ti,V) <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
Ильменит FeTi <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
Рутил ТіО2		
Циркон ZrSiO <sub>4</sub>		
Цирконоторит (Zr, Th)SiO <sub>4</sub>		
Бадделиит ZrO <sub>2</sub>		
Au-Hf-бадделиит (Zr,Au,Hf)O <sub>2</sub>		
Тв. растворы с комбинациями Аи,		
Ag, Pt, Pd, Ni, Cu, Co, Fe, Sn, Bi,		
Pb, Zn, As, Sb, Mo		

3) ассоциация самородных металлов, интерметаллидов и графита свидетельствует об участии в минералообразовании углеводородных флюидов;

4) парагенезис разнообразных по составу рудных минералов в полиминеральных аномалиях свидетельствует о многокомпонентном составе флюидов;

5) проявления германиевых и германийсодержащих минеральных фаз позволяют предполагать участие в рудообразовании углеводородов угольных пластов – основных носителей германия;

6) вполне вероятным источником As, Sb, Sn, Bi, Ge, S могли быть каменные угли.

Можно предполагать, что ведущую роль при формировании рудно-геохимических аномалий и, возможно, второстепенных, редких и платиновых минералов в рудах норильских месторождений сыграли углеводороды. Известно, что все химические элементы за исключением инертных газов способны создавать связи с углеводородными радикалами. Наиболее часто химические элементы образуют элементоорганические соединения (ЭОС) с арильными радикалами [1]. Они образуют алкил(арил)силаны. алкильными или алкил(арил)галогенсиланы, трибутилфосфаты и др., а также тесно примыкающие к ним близкие по строению неорганические соединения типа силанов (гидридов кремния), галогенсиланов. ЭОС могут иметь как простой (например, тетраметилплатина (CH<sub>3</sub>)<sub>4</sub>Pt или карбонилы никеля и железа Ni(CO)<sub>4</sub> и Fe(CO)<sub>5</sub>), так и достаточно сложный гетерометалльный состав, в том числе с присутствием сразу двух углеводородных лиганд в сочетании с карбонильными группами и участием галогенов, фосфора, серы, азота и других элементов.

В минералого-геохимических аномалиях и в рудах норильского типа находятся минералы с участием As, Sb, Bi, Sn, Ge – органофильных и углефильных элементов. Они образуют различные ЭОС с близкими физико-химическими свойствами, среди которых известны соединения с участием группировок типа Ge–S–Ge, Sn–S–Sn и др. Например, гексаалкилдигермтианы R<sub>3</sub>GeSGeR<sub>3</sub>, гексаалкилдистантианы R<sub>3</sub>SnSSnR<sub>3</sub> (R – метил, этил, пропил) [2]. Существование различных типов группировок в ЭОС, в том числе указанных выше, дало нам основание при расчете формул объединить в одну анионную группу такие элементы, как Ge, As, Sb, Bi, S и Sn.

ЭОС характеризуются высокой реакционной активностью, температурной устойчивостью миграционной способностью в виде соединений в И летучих восстановительной обстановке в широком диапазоне температур и давлений. Летучие соединения, как правило, имеют минимальную склонность к взаимодействию между собой и с молекулами других соединений. Это свойство позволяет сохранять им свою индивидуальность в потоке многокомпонентных флюидов, а при диссоциации создавать сложные по составу химические соединения (минеральные фазы). Перенос и отложение металлов может осуществляться несколькими летучими ЭОС этих металлов, а также при участии одного гетерометалльного органического соединения. Разложение ЭОС происходит при понижении температуры и/или давления, в результате повышения окислительного потенциала или при изменении кислотности-щелочности среды.

Таким образом, можно предполагать, что в природных условиях формирование экзотических полиминеральных аномалий происходило в результате диссоциации сложных по составу металлорганических соединений. Это предопределило совместное нахождение в локальных участках породы широкого спектра различных по составу минеральных фаз (соединений).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Буслаева Е.Ю.</u>, Новгородова М.И. Элементоорганические соединения в проблеме миграции рудного вещества. М.: Наука, 1989. 152 с.

2. <u>Воронков М.Г.</u>, Абзаева К.А, Федорин А.Ю. Генезис и эволюция химии органических соединений германия, олова и свинца / Отв. ред. Б.А. Трофимов. Новосибирск: Акад изд-во «Гео», 2001. 214 с.

3. <u>Дистлер В.В.</u>, Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232с.

4. <u>Олейников Б.В.</u>, Округин А.В., Томшин М.Д. и др. Самородное металлообразование в платформенных базитах. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 188 с.

5. <u>Рябов В.В.</u>, Лапковский А.А. Уникальная полиминеральная ассоциация кобальтникелевых и благороднометалльных фаз в габбродолеритах траппового массива Джалтул (Сибирская платформа) // Докл. РАН, 2010. Т. 434. № 4. С. 522–526.

6. <u>Служеникин С.Ф.</u>, Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др.. Малосульфидное платиновое оруденение в Норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений, 1994. Т. 36. № 3. С. 195–217.

7. <u>Ryabov V.V.</u>, Agafonov L.V. Ge and Ge-bearing mineral phases in gabbrodolerites of Mt. Ozernaya trap intrusion (Siberian platform) [Electronic resource] /www.minersoc.org DOI:10.1180/minmag. – 2013.077.5.18.

8. <u>Ryabov V.V.</u>, Lapkovsky A.A. Native iron(-platinum) ores from the Siberian Platform trap intrusions // Australian Journal of Earth Sciences, 2010. V. 57. P. 707–730.

9. <u>Zientek M.L.</u>, Oscarson R.L. Textural association of platinum-group minerals from the J-M Reef, Stillwater Complex, Montana // US Geol. Surv. Circ., 1987. № 995. P. 75.

# СФЕРОИДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В РУДАХ ЗОЛОТОСУЛЬФИДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ «СЕНТЯБРЬСКОЕ-СВ», ЛОКАЛИЗОВАННОГО В ТРУБЧАТЫХ ТЕЛАХ ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЙ (ЧУКОТКА) Н.Е. Савва<sup>1</sup>, М.И. Фомина<sup>1</sup>, В.В. Курашко<sup>1</sup>, Н.В. Григорьев<sup>2</sup>

 1– Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, 685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16, Россия
2– ООО «Кинросс ДВ», 685000, г. Магадан, ул. Пролетарская, д. 13, Россия

В рудах эпитермального золотосульфидного проявления на Чукотке, локализованного в трубчатых телах эксплозивных брекчий, впервые выявлены и изучены сфероидные образования. На основании полученных морфологических и вещественных признаков сделан вывод о первичном газовом наполнении сфер с последующим отложением в сферических пустотах поздних сульфидов и самородного золота. Сделан вывод о том, что подобные сфероидные образования, могут служить индикаторами эксплозивных процессов при изучении генетических особенностей других вулканогенных месторождений.

микросфероиды, золотое оруденение, эксплозивные брекчии

# FORMS SPHEROID IN ORES OF GOLD-SULPHIDE DEPOSIT "SEPTEMBER-SV" LOCALIZED IN TUBULAR BODIES EXPLOSIVE BRECCIAS (CHUKOTKA) N.E. Savva, M.I. Fomina, V.V. Kurashko, N.V. Grigoriev

The ores of epithermal gold-sulfide deposit Chukotka, localized in tubular bodies explosive breccias, first identified and studied spheroid formation. On the basis of morphological and physical traits concluded primary gas filling spheres with subsequent deposition in spherical cavities later sulphides and native gold. Concluded that such spheroid formation, can serve as indicators of explosive processes in the study of the genetic characteristics of other volcanic deposits.

mikrosferoidy, gold mineralization, explosive breccias

Несмотря на многочисленные исследования, вопросы вещественного состава, механизма и условий формирования сфероидных образований, и особенно в рудах, продолжают оставаться дискуссионными. Последний, довольно полный анализ с обобщением по этому вопросу, выполнен Е.И. Сандимировой в 2008 году [5], проводившей изучение продуктов эксплозивных выбросов на современных вулканах. Изучение сферул проводилось нами в районах падения метеорита, в импактитах, риолитах и техногенных образованиях [3, 4, 6], но в рудах эпитермального золотосульфидного проявления на Северо-Востоке России сфероидные образования встречены впервые. Для среднеглубинных месторождений Восточной сфероиды золоторудных Якутии В рудах описаны Г.Н. Гамяниным [1], но они отличаются от наших морфологией, составом и типом срастаний с рудными минералами.

Участок с золотосульфидным оруденением был выявлен в 2010 году на северо-западе Чукотского полуострова в ходе проведения поисково-оценочных работ и назван «Сентябрьский-СВ». Он расположен в 3,5 км на северо-восток от ранее известных золотополиметаллических штокверков в контакте гранитоидов Сентябрьского массива (участок «Сентябрьский Центр») и в 16 км по прямой от рудника «Двойной». Рудопроявление локализовано в центральной части вулканического купола, приуроченного к западной части Илирнейской вулканотектонической структуры обрушения раннего этапа становления Центрально-Чукотской зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В плане она имеет овально-кольцевую форму и размеры 5 х 4 км. В ее центральной части располагаются интрузии Илирнейского интрузивного комплекса (К<sub>2</sub>).

На площади участка развиты вулканиты тытыльвеемской свиты (К1), представленные тремя подсвитами. Нижняя – существенно андезитовая, средняя – сложена преимущественно туфами риолитов, кластолавами и лавобрекчиями дацитов; верхняя, наиболее широко распространенная – андезитами, кластолавами, лавобрекчиями и туфами среднего состава. Вулканиты прорываются комагматичными экструзивными телами андезитов, которые сложены эксплозивными брекчиями, а возможно агломератовыми туфами жерловой фации. Метасоматические изменения пород кварц-полевошпат-хлоритовые И хлоритгидрослюдистые. Морфология рудных тел на участке «Сентябрьский-СВ» сложная. Оруденение наложено на эксплозивные брекчии вулканических пород различного состава. Прожилковидные рудные образования являются цементом этой брекчии, обтекают обломки, образуя кокардовое обрастание. Пространство, где между гигантскими обломками образовались более крупные пустоты, заполнены рудами с колломорфно-полосчатым агатоподобным строением. В результате создается прожилковидный рисунок ИЗ непротяженных прожилков с раздувами и пережимами мощностью от 3-5 мм до 2-5 см. Обломки эксплозивной брекчии представлены туфами андезитов и андезибазальтов и кварца.

По результатам первых поисковых работ было высказано предположение о Ац-Те-Ві типе рудопроявления [2], но бурение скважин на глубину более 200 м этого не подтвердило. Оказалось, что в трубчатых телах эксплозивных брекчий развито золотосульфидное оруденение, а теллуридное выявлено только в делювии. Содержания Аи в сульфидных рудах от 6 до 400 г/т, при Au:Ag – 2:1 – 10:1, в теллуридных – ураганные содержания как Au, так и Ag, при этом Au: Ag смещается в сторону преобладания Ag – 1:5 – 1:10. Минеральный состав руд и метасоматитов приведен в таблице 1. При изучении минеральных срастаний под микроскопом в рудах участка «Сентябрьский-СВ» были выявлены многочисленные сфероидные образования, внутри которых развит радиально-лучистый агрегат пирита (рис. 1). В большинстве случаев сфероиды приурочены к выделениям халькопирита, но также отмечаются и непосредственно в жильном кварце. Размеры их не превышают 100 мкм. В аншлифах и отражённых электронах видно, что сфероиды в центральной части пустотелые и, вероятно, были заполнены газом (см. рис. 1в), но впоследствии частично или полностью в этих пустотах отлагались более поздние по отношению к халькопириту рудные и жильные минералы: пирит второй генерации → галенит, сфалерит → самородное золото → карбонат (рис. 2).

Таблица. 1. Схема последовательности минералообразования руд участка «Сентябрьский-СВ»

		врег	ИЯ				
	Этапы						
Минералы	( 	Гипер- генный					
	I II III						
Кварц							
Калишпат							
Альбит							
Хлорит							
Серицит							
Карбонат							
Арсенопирит		-					
Пирротин							
Марказит							
Кобальтин?							
Пирит							
Галенит							
Сфалерит	-						
Халькопирит							
Блеклые руды							
Фаматинит?							
Борнит	-						
Гессит	-						
Алтаит							
Петцит							
Акантит							
Au-Ag							
Интерметал-							
лиды							
Лимонит							
Халькозин							
Ярозит							
Церуссит	1						

Примечание: Толщина линий указывает на относительную степень распространенности минерала.

Границы сфероидов в ряде случаев подчеркнуты тонкой каймой теннантита. Это связано с проникновением паров As или содержащих его гидротермальных растворов по внешней оболочке сфероидов, находящихся в матрице халькопирита (рис. 2A *d*). Локализация оруденения в трубчатых телах эксплозивных брекчий, позволяет говорить о том, что образование самих брекчий сопровождалось взрывными явлениями и дегазацией магматического расплава, а гидротермальная деятельность – вскипанием растворов с участием газо-паровой фазы. По мнению Е.И. Сандимировой [5] сферические образования формируются во флюидных и флюидномагматических системах в результате быстро протекающих газотранспортных реакций при температурах 1200–600°С.

Таким образом, сохранившиеся внутри изученных сфероидов газовые камеры, свидетельствуют о первичном газоконденсатном механизме их образования в условиях повышенного флюидного давления. Пузырьки газа сферической формы создавали пустоты, в которые проникали порции гидротермальных растворов, из которых впоследствии отлагались сульфиды Fe, Pb, Zn а также самородное Au и карбонат. Подобные сфероидные образования, могут служить индикаторами эксплозивных процессов при изучении генетических особенностей других вулканогенных месторождений.



Рис. 1. Сфероидные образования в рудах участка «Сентябрьский-СВ»: вид в отраженном свете оптического микроскопа.



Рис. 2. Состав сфероидных образований по результатам изучения на микроанализаторе Camebax с приставкой INCA, Oxford instrument (оператор Е.М. Горячева, СВКНИИ ДВО РАН).

А – пиритовый сфероид: a – вид в отраженных электронах,  $\delta$ - $\partial$  – в характеристическом рентгеновском излучении; Б – сфероид, с наложенной пирит-галенит-карбонатной минерализацией: a – вид в отраженных электронах,  $\delta$ -e – в характеристическом рентгеновском излучении; В – сфероид с наложенной пиритовой и золотой минерализацией: a – вид в отраженных электронах,  $\delta$ -e – в характеристическом рентгеновском излучении, В – сфероид с наложенной пиритовой и золотой минерализацией: a – вид в отраженных электронах,  $\delta$ -e – в характеристическом рентгеновском излучении (в – сфероид с наложенной пиритовой и золотой минерализацией).

Авторы выражают благодарность Е.М. Горячевой за съемку и анализы на микрозонде. Работа выполнена при поддержке грантов РФН проект № 14-17-00170 и ДВО РАН интеграционный проект №12-II-CO-08-028.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Гамянин Г.Н.</u>, Жданов Ю.Я., Сыромятникова А.С. Состав и структурные особенности сфероидов из золоторудных месторождений Восточной Якутии // Записки ВМО, 1999. Вып. 5. С. 71–76.

2. <u>Комарова Я.С.</u>, Власов Е.А., Аплеталин А.В. Минералогия Au-Ag-Te рудопроявления Сентябрьское//Тез. Федоровской сессии РМО, С-Пб: 2012. С. 134–135.

3. <u>Савва Н.Е.</u>, Павлов Г.Ф., Жуланов Б.Г. О природе магнитных шариков из района р. Сынчи // Колыма,1991. № 8–9. С. 6–10.

4. <u>Савва Н.Е.</u>, Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю. и др. Сферулы из метеоритного кратера «Эльгыгытгын» // Проблемы геологии и металлогении СВ Азии на рубеже тысячелетий. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. Том 3. С. 34–38.

5. <u>Сандимирова Е.И.</u> Сферические минеральные образования вулканических пород Курильских островов и Камчатки// Автореф. канд. дисс.: Петропавловск-Камчатский, 2008. 24 с.

6. <u>Смирнов В.Н.</u>, Савва Н.Е., Глушкова О.Ю. Новые данные о сферулах района кратера «Эльгыгытгын» // Геохимия, 2011. № 3. С. 329–333.

# УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОСКАРНОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ТОПОЛЬНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

#### О.В. Савинова

Томский политехнический университет, 634050, г. Томск, проспект Ленина, 30, Россия

В рудном поле выявлено пять продуктивных минеральных ассоциаций: кварц-пириткварц-молибденит-кальцитовая; арсенопирит-кальцитовая, кварц-арсенопирит-пиритоваякальцитовая, кварц-хлорит-полиметаллическая-эпидот-амфибол-кальцитовая теллуридно-И сульфидная. Для определения условий минералообразования были изучены газово-жидкие включения в кальците и кварце из метасоматитов пропилитовой и березитовой формации, сопровождающие указанные минеральные ассоциации. В образовании минерализации принимали участие два флюидных потока, различающиеся по солености и металлогенической нагрузке. Установлено, что кальцитовые прожилки с молибденитом формировались при температурах 150-250 °С и солености 6–13 мас.% NaCl-экв; кварц-арсенопирит-пирит-кальцитовая ассоциация – 50– 310 °С и 11-15 мас.% NaCl-экв. соответственно. Образование кварц-хлорит-полисульфидно-эпидотамфибол-кальцитовой ассоциации происходило при температурах 150-190 °С; березитов - 187-240 °С и 4,5-9 мас.% NaCl-экв. Метасоматиты разделяются на две фации: среднетемпературные эпидот-актинолитовые с соленостью 8-18 мас.% NaCl-экв. и кальцит-хлоритовые с соленостью 5-10 мас.% NaCl-экв.

золото-скарновая формация, термобарогеохимия, флюидные включения, золото, минеральные ассоциации

# GENESIS OF AU-SKARN DEPOSITS OF THE TOPOLNINSKOE ORE FIELD (GORNY ALTAI)

#### **O.V. Savinova**

Five mineral associations are recognized in the ore field: quartz-pyrite-arsenopyrite-calcite, quartz-molybdenite-calcite; quartz-arsenopyrite-pyrite-calcite, quartz-polymetallic-epidot-amphibole-calcite and telluride-sulfide ones. Fluid inclusions in calcite and quartz grains from metasomatites of propylitic and beresitic formations accompanying the specified mineral associations were examined in order to determine the conditions of mineral precipitation. It was found out that two fluid brines, different from each other by salinity and metallogenic load, participated in mineralization. It is determined that calcitic veinlets with molybdenite were formed at 250–150 °C and salinity of 13–6 wt.% NaCl-equiv. Quartz-arsenopyrite-pyrite-calcite association was formed at 310–150 °C and salinity of 19–11 wt.% NaCl-equiv. The quartz-chlorite-polymetallic-epidot-amphibole-calcite association formed at 190–150 °C. The metasomatites are divided into two facies: medium temperature epidot-actinolite one with salinity of 18–8 wt.% NaCl-equiv. and low temperature calcite-chlorite one with salinity of 9-4.5 wt.% NaCl-equiv.

Au-skarn formation, microthermometry, fluid inclusion, gold, mineral association

Топольнинское рудное поле находится на севере Горного Алтая и относится к перспективной золотоскарновой рудной формации [4]. Площадь поля сложена терригеннокарбонатными образованиями нижнего силура и девона, представленными

громотухинской и камышенской свитами соответственно. Осадочные толщи смяты в крупную Топольнинскую синклиналь северо-западного простирания и разбиты серией тектонических нарушений. Большая субмеридиональных часть рудопроявлений локализована в экзоконтактах двух разобщенных массивов Топольнинской гранитоидной биметасоматически-инфильтрационным интрузии И приурочена к скарнам, скарнированным телам И сопутствующим ИМ метасоматитам. Золоторудная минерализация прослеживается по всему разрезу скарнированных пород.

В процессе изучения в скарновых рудах нами было установлено более 30 минералов. Основные породообразующие минералы – это гранаты, пироксены, волластонит, скаполит, эпидот, кальцит, амфиболы и хлориты; рудные – пирит, арсенопирит, пирротин, молибденит, халькопирит, сфалерит, галенит, борнит, халькозин и ковеллин. В виде мелких включений и просечек присутствуют разнообразные сульфиды, блеклые руды, сульфосоли и теллуриды. Рентгеноспектральным микроанализом нами впервые для рудного поля установлены герсдорфит (Fe<sub>0.17</sub>Ni<sub>0.5</sub>Co<sub>0.36</sub>)As<sub>1</sub>S<sub>0.93</sub>, цумоит Bi<sub>1,02</sub>Te<sub>1</sub>, гессит Ag<sub>1,81</sub>Te<sub>1</sub>, кобальтин Co<sub>1</sub>As<sub>1,08</sub>S<sub>1,19</sub>, скиннерит Cu<sub>2,82</sub>Sb<sub>1</sub>S<sub>3,08</sub>, раклиджит поубаит  $(Bi_{1.97}Pb_1)_{2.97}Te_{4.02}$ , ульманит  $Ni_1Sb_{1,35}S_{1,38}$ ,  $Pb_{1}Bi_{1,71}(Se_{0.56}Te_{0.14}S_{3.85})_{4.55},$ самородный висмут.

Золото зафиксировано в виде ультрамелких включений в молибдените, в борните и в ассоциации с теллуридными минералами. Размер включений варьирует от 5 до 20 мкм. Химический состав золотин изменяется в следующих пределах (мас. %): Au 60,36–90,06, Ag 7,98–5,09, Fe 0,20–3,09, Cu 0,3–1,73. Среднее значение микротвердости по семи замерам – 92,845 кгс/мм<sup>2</sup>.

По результатам минераграфического анализа в пределах рудого поля выявлено пять продуктивных минеральных ассоциации: кварц-пирит-арсенопирит-кальцитовая, кварц-молибденит-кальцитовая; кварц-арсенопирит-пиритовая-кальцитовая, кварц-хлорит-полиметаллическая-эпидот-амфибол-кальцитовая и теллуридно-сульфидная. Минеральные ассоциации сопровождаются метасоматитами известково-скарновой формации, апоскарновыми метасоматитами пропилитового ряда и березитами. Рудный процесс завершился образованием безрудных кварц-кальцитовых прожилков и гипергенных минералов (лимонит, азурит, малахит).

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для микротермометрических исследований в лаборатории физических методов исследования горных пород и руд при кафедре геологии и разведки полезных ископаемых Томского политехнического университета использован компьютерный измерительный комплекс, созданный на основе микротермокамеры MDSG600 фирмы Lincam (Англия), микроскопа Axio Imager (Германия), снабженного набором длиннофокусных объективов (максимальное увеличение 50х), видеокамеры и управляющего компьютера. Комплекс позволяет в режиме реального времени производить измерения температур фазовых переходов в интервале от -180 до +500 °C, наблюдать за ними при больших увеличениях и получать электронные микрофотографии. Погрешность измерений составила не более 0,5 °C.

#### ИССЛЕДОВАНИЕ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Для определения условий минералообразования были изучены флюидные включения в таких прозрачных минералах, как кальцит и кварц, в единичных случаях – в эпидоте и волластоните. Следует отметить, что в последних и других прозрачных минералах, флюидные включения встречаются крайне редко и имеют субмикронные размеры, что затрудняет их диагностику и проведение термобарогеохимического исследования. Образцы для исследования отобраны на таких интервалах, где исключительно развита минерализация только одной из стадий рудоотложения, что позволяет достаточно точно определить относительное время образования флюидных включений в истории формирования рудного поля. Таким образом, замеры температур фазовых переходов выполнялись в каждой полированной пластинке для максимально возможного количества одновозрастных включений (син-либо эпигенетических), различающихся по размеру и соотношению фаз в вакуоли. Так как изученные включения не содержат минералов-узников, состоят из водных растворов солей слабой или умеренной концентрации, а в газовой фазе при охлаждении не проявили признаков низкокипящих газов (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> и др.), для них определялись следующие температуры: температура эвтектики Т<sub>эвт</sub> (температура начала плавления льда для мелких включений) и температура полного плавления льда (Тпл.л.) По Тэвт можно судить о фазовом Растворы с  $T_{3BT} = 45-54$  °C содержат солевых компонентов. составе основных преимущественно CaCl<sub>2</sub> с примесями хлоридов NaCl, KCl и MgCl<sub>2</sub>;  $T_{2BT} = 32-37$  °C – с MgCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>+NaCl, MgCl<sub>2</sub>+KCl. Для растворов с NaCl характерны температуры эвтектики 21,3-23,5 °С. По температуре плавления льда рассчитывалась суммарная концентрация солей. Гомогенизация подавляющей части включений идет по первому типу, т. е. в жидкую фазу.

Результаты термо- и криометрических исследований 83 индивидуальных флюидных включений приведены в таблице 1. Как показано в работах [2, 4], эволюция флюидных ортомагматических систем объясняется с позиции процесса ретроградного кипения магм, в процессе которого образуются две несмесимые флюидные фазы: высококонцентрированный рассол со щелочной реакцией и слабоминерализованный кислый пар.

Как показали результаты исследований газово-жидких включений Топольнинского рудного поля, на ранних этапах миграции высокосоленого флюида образовались известковые скарны. По данным [3], соленость газово-жидких включений в гранатах и волластоните достигает 33 мас. NaCl-экв. для проявления Баяниха (Топольнинское рудное поле) и 45 мас. NaCl-экв. для других золотоскарновых месторождений при температурах минералообразования 450–700 °C.

Особенность изменения T<sub>эвт</sub> растворов состоит в том, что от периода к периоду она менялась скачкообразно, оставаясь постоянной на протяжении каждого из них (см. таблицу, столбец 4). Температура эвтектики – чуткий индикатор качественного состава растворов, не зависящий от концентрации растворенных компонентов, но индивидуально реагирующий на появление каждого из них в количестве более 1 %. Поэтому идентичность Т<sub>эвт</sub> сравниваемых растворов с высокой вероятностью свидетельствует и о близости их качественного состава.

TC	1	n	~		
Гаодица		Результяты т	renmonai	лагеахимических	исспеловянии
гиолици	1.	i coyndiaidi i	cpmooa	JUI COAMMIN ICCRIA	псследовании

Минерал 1	n 2	Т <sub>гом</sub> °С 3	$T_{36m}$ °C 4 K	Т <sub>плл</sub> , °С 5 варц	Соленость, мас.% NaCl экв. 6	Компонентный состав солевой системы 7 МаСЦ КСЦ NaCL H O
из березитов	5	107-240	-(27-38)	-(2-3)	4,3-9	NigCi <sub>2</sub> -KCi-NaCi-II <sub>2</sub> O
прожилков	4	180–190	-(32-33)	-(1-3)	2–6	MgCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O
Кварцевый прожилок, секущий скарн	3	257–265	-(33-36)	-(5-6)	9–10	MgCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O
			Ка	пьцит		
с молибденитом	5	145-250	-(23-41)	-(3-4)	6–8	MgCl <sub>2</sub> -KCl-NaCl-H <sub>2</sub> O
с молибденитом	6	150-210	-(36-37)	-(0,5-8,5)	1–13	MgCl <sub>2</sub> -FeCl <sub>2</sub> -NaCl-H <sub>2</sub> O
с арсенопиритом и пиритом	7	185–305	-(45-54)	-(7-15)	11–19	CaCl <sub>2</sub> -MgCl <sub>2</sub> -NaCl-H <sub>2</sub> O
с хлоритом и эпидотом	5	174–225	-(27-34)	-(3-6)	6–10	MgCl <sub>2</sub> -NaCl-H <sub>2</sub> O
из прожилка в пропилите	7	170–190	-(25-28)	-(2,5-5)	5–9	MgCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O
с пирротином	5	207–235	-(36-38)	-(11-13)	16–17,5	MgCl <sub>2</sub> -KCl-NaCl-H <sub>2</sub> O
с пирротином	3	215-227	-(37-39)	-(6-7)	10–11	MgCl <sub>2</sub> -KCl-NaCl-H <sub>2</sub> O
с эпидотом и пирротином	8	150-220	-(29-32)	-(4-6)	8–10	MgCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O
с эпидотом и пирротином	13	225–235	-(36-38)	-(6-10)	10–15	MgCl <sub>2</sub> –KCl–NaCl–H <sub>2</sub> O
с эпидотом и пирротином	9	200–225	-(35-38)	-(6-8)	10–12,5	MgCl <sub>2</sub> –KCl–NaCl–H <sub>2</sub> O
из пропилита	5	174–225	-(27-34)	-(3-6)	6–10	MgCl <sub>2</sub> -NaCl-H <sub>2</sub> O
из прожилка в пропилите	7	170–190	-(25-28)	-(2,5-5)	5–9	MgCl <sub>2</sub> –NaCl–H <sub>2</sub> O
Волластонит	2	205-210	_	-1	2	
Эпидот	1	220	_	_	—	

Максимальные температуры эвтектики зафиксированы во включениях в кальците кварц-пирит-арсенопирит-кальцитовой ассоциации (пропилиты), где они достигают –54 °C, что свидетельствует о наличии в растворе флюидных включений заметных количеств хлорида кальция. Такие хлоридные растворы достаточно агрессивны и способны растворять и переносить многие металлы. Образование кварц-арсенопирит-пирит-кальцитовой и следующей за ней полиметаллической ассоциации с сопутствующими апоскарновыми метасоматитами начиналось при температурах около 150–310 °C, при этом отмечается колебание солености (11–19 мас. % NaCl-экв.) во включениях при общем тренде понижения температуры. Это можно объяснить колебаниями давлений флюида в результате тектонических подвижек и как результат появление инверсии в движении раствора, т. е. на начальном этапе высокое давление флюидов вытесняло воду из раствора во вмещающие породы – явление обратного осмоса. В процессе инфильтрации через вмещающие породы

вода обогащается компонентами (Co, Ni, Cr, Fe, Mn, Pb, Zn), мигрирует дальше по ослабленным зонам, формируя восходящие горячие потоки. В дальнейшем эти потоки стягиваются в одни структуры, освобождаются от указанных компонентов, формируя типичные геохимические аномалии. Вместе с тем в период угасания эндогенного источника растворов интенсивность поступления раствора снижалась, флюидное давление падало, что приводило к интенсивному подтоку метеорных вод в зону фильтрации – смена обратного осмоса прямым. В нашем случае инверсия движения растворов начиналась при температурах до 235 °C и достижении солености 9–10 мас. NaCl-экв (рис. 1). Разбавление флюида и затухание процесса привело к отложению минералов кварц-полиметаллической ассоциации и кварц-кальцитовых безрудных прожилков. Этот процесс отразился в составе пирита и арсенопирита из пропилитов, которые обогащены Ni и Co, заимствованными из вмещающих пород. Нередко с ними в ассоциации встречаются другие сульфиды никеля и кобальта – кобальтин и герсдорфит.





Средние значения температуры и солености ГЖВ в отдельных пробах: 1 – кварц-молибдениткальцитовая ассоциация; 2 – кварц-арсенопирит-пирит-кальцитовая ассоциация; 3 – кварцполиметаллическая ассоциация; 4 – пострудные кварц-кальцитовые прожилки.

Для низкоминерализованного флюида также характерно явление обратного осмоса. Концентрация солей в растворе, формирующем кварц-молибденит-кальцитовую и кварцпирит-арсенопирит-кальцитовую ассоциации (березиты) в температурной области от 190 до 220 °C, увеличивается с падением температуры. Это подтверждает гипотезу нахождения флюидной системы на первых этапах миграции потока под высоким давлением (выше литостатического). Вода из флюидного потока под действием давления «выдавливалась» в окружающие породы, что привело к концентрированию раствора на фоне снижающейся температуры. При более низких температурах (235 °C – точка инверсии) концентрации солей падают с уменьшением температуры. Иными словами, в определенный момент поступление флюидного потока сократилось, давление снизилось (до литостатического), это способствовало притоку метеорных вод и разбавлению эндогенного флюида слабо концентрированными вадозными водами. Пириты и арсенопириты из березитов в отличие от сульфидов из пропилитов характеризуются типоморфной примесью меди и хрома.

#### выводы

Проведенные исследования выявили следующие особенности формирования минеральных ассоциаций в пределах Топольнинского рудного поля. В образовании минерализации принимали участие два флюидных потока, различающиеся соленостью и металлогенической нагрузкой. Иx пространственное положение формировало температурную зональность рудного поля. Высокоминерализованный щелочной флюид способствовал образованию на ранних этапах известковых скарнов и последующих за ним пропилитов, при этом формирование ранней кварц-арсенопирит-пирит-кальцитовой ассоциации происходило при температурах 150-310 °C и солености 11-19 мас. % NaCl-экв. Образующие ее водно-солевые растворы содержали преимущественно Са и Na. Кварцполисульфидно-эпидот-амфибол-кальцитовая ассоциация формировалась при температурах 150-190 °С. На фоне понижающейся температуры метасоматиты по солености разделяются на две фации: среднетемпературные эпидот-актинолитовую (8–18 мас.% NaCl-экв.) и хлорит-кальцитовую (5-10 мас.% NaCl-экв.). В составе раствора отмечается присутствие хлоридов Mg, K и Na. С миграцией слабосоленого гетерогенного флюида связано образование ранних кварц-кальцитовых прожилков с молибденитом, формировавшихся при температурах 150-250 °С и солености 6-13 мас.% NaCl-экв. Кристаллизация осуществлялась из водно-хлоридных растворов, возможно с присутствием углекислоты, в составе которых содержатся растворенные соли Mg, Na и K. Минералы каждой ассоциации отлагались в соответствии с изменяющимся фазовым составом и концентрацией флюидного раствора и в определенной последовательности. Образование каждой последующей минеральной ассоциации сопровождалось возрастанием начальной температуры относительно конечной температуры каждой предшествующей ей ассоциации.

Работа выполнена при финансовой поддержке Томского политехнического университета. Проект: ВИУ\_ИПР\_114\_2014.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Вагина Е.А.</u> Минеральные комплексы руд и генезис месторождения золота Чертово Корыто (Патомское нагорье). Дис. на соиск. степени к.г.-м.н. Томск, 2012. 141 с.

2. <u>Ворошилов В.Г.</u>, Ананьев Ю.С. Механизмы формирования и методы выявления разноранговых аномальных геохимических полей // Разведка и охрана недр, 2013. №. 8. С. 41–45.

3. <u>Гусев А.И.</u> Металлогения золота Горного Алтая и юга Горной Шории. Дис. на соиск. степени д.г.-м.н. Томск, 2006 г.

4. <u>Рейф Ф.Г.</u> Условия и механизмы формирования гранитных рудно-магматических систем (по термобарогеохимическим данным). М.: ИМГРЭ, 2009. 498 с.

# КОМПЛЕКСНЫЕ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИЕ ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ С МНОГОМЕТАЛЛЬНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИЕЙ

#### Ю.Г. Сафонов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35

Рассматривается состояние разработанности проблемы комплексных золотосодержащих месторождений, ее генетической составляющей и прикладного значения. Обоснована целесообразность отнесения к комплексным месторождениям таких, в которых концентрации в рудах нескольких металлов не менее, чем в мелких и средних месторождениях каждого из этих металлов. Обосновывается выделение моно-, би- и многометалльных собственно рудообразующих (отраженных в минеральных системах месторождений) и рудогенерирующих флюидно-магматических систем, определяющих зарождение первых.

месторождения золотосодержащие, рудообразующие системы, многометалльная специализация

# GOLD-CONTAINING ENDOGENOUS MULTIMETAL DEPOSITS AND FLUID-MAGMATIC ORE FORMING SYSTEMS WITH MULTIMETAL SPECIALIZATION

### Yu.G. Safonov

The current state of the problem of gold-containing multimetal deposits, its genetic aspect and applied relevance in particular is considered. The advisability of defining a multi-metal ore deposit as one containing ores of several metals in a small to medium size deposit volumes of each metal is substantiated. The delineation of mono-, bi- and multi-metal ore-forming proper (reflected in the mineral assemblages of ore deposits) and ore-generating fluid-magmatic systems guiding the origin of the former is also substantiated.

gold-containing ore deposit, ore-forming system, multimetal specialization

Промышленные концентрации золота, как известно, содержатся не только в собственно золоторудных и традиционных золотосеребряных месторождениях, но и в золотоносных медно-порфировых и в колчеданных (VMS). Месторождения двух последних генетических типов характеризуются многометалльной специализацией: Cu.  $Au \pm Mo \pm W \pm Ag$ , TR–Zn, Cu, Pb, Au, Ag  $\pm$  TR. Обычно золото и в магматических медноникелевых (±Со) месторождениях. Значительно реже золото ассоциирует с Sn, W и U, образуя би- и многометалльные месторождения. В конце ХХ в. было открыто трижды гигантское месторождение Олимпик Дэм: содержит более 30 млн т Сu, 1400 тыс. т U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> и 1200 т Ац, а также более 1500 т Ад. Оно стало основой выделения особого типа месторождений – железооксидных золотомедных (IOCG) [14], к которому относится значительная группа месторождений, хотя в большинстве их нет полного представительства главных металлов и/или их присутствия в промышленно значимых концентрациях, но есть ассоциация с магнетитом или гематитом.

Другую категорию золотосодержащих месторождений представляют собой скарновые магнетитовые и некоторые полиметаллические, а также вольфрамовые, в которых золото – сопутствующий металл, далеко не всегда суммарно отвечающий мелким месторождениям золота. В последние годы как комплексные нередко рассматриваются собственно золоторудные месторождения, содержащие промышленно значимые концентрации W, Bi, Te и других металлов, извлечение которых возможно при соответствующей технологии. Их отнесение к комплексным представляется недостаточно корректным. Изучение и потенциальная оценка минерализации, сопутствующей основной, является, безусловно, полезной и важной, особенно если связана с ассоциациями Au, Ag, МПГ, редких элементов (как легирующих, так и Te, Bi) в известных золотоносных провинциях России [6].

# СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ СВЯЗИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА С МАГМАТИЗМОМ

В истории разработки этой проблемы отечественные исследователи выделяют два этапа. Первый этап - основной, получивший название «золотой век советской геологии», связан с именами В.А. Обручева, С.С. Смирнова, Ю.А. Билибина, а кроме того, И.Ф. Григорьева, В.М. Крейтера, Ф.Н. Шахова, прошедших тяжелые испытания послевоенного «дела геологов СССР». Ф.Н. Шахов, как и В.М. Крейтер, реабилитированные в 1954 г, смогли внести значительный вклад в «золотой век» посредством подготовки высококвалифицированных кадров и научных работ. Научные интересы Ф.Н. Шахова охватывали различные проблемы геологии золоторудных месторождений, в том числе их связь с коровым магматизмом [8, 9]. Эти вопросы оставались особенно актуальными в течение прошлого столетия в связи с медленным прогрессом в познании геохимии золота, его поведения в разнородных магматических и гидротермальных процессах. Ф.Н.Шахов предполагал, что геохимическую специализацию на золото коровые магматические комплексы наследуют от «поглощаемых» ими осадочных и вулканических комплексов пород [9]. Он считал, что «горячие» рудоносные растворы могли возникать и под тепловым влиянием гранитов на эти комплексы. Изучая месторождения Красноярского края, Кузнецкого Алатау, Ф.Н. Шахов не видел определяющей роли диоритового магматизма, показанной Ю.А. Билибиным на примере месторождений Центрального Алдана и Северного Казахстана, но принципиально соглашался с вероятным их существованием. В настоящее время проблема связей рудных месторождений с магматизмом воспринимается как охватывающая широкий диапазон таких связей. обусловленный различиями геодинамических процессов в соответствии с концепциями литосферных плит и мантийных плюмов [1].

Геоструктуры земной коры характеризуются развитием определенных магматических систем, отраженных как в ассоциациях и формациях магматических пород, так в геохимической специализации последних, знание о которой все еще, к сожалению, весьма ограниченно. Геоструктуры различаются по металлогенической специализации, выраженной

в приуроченности к ним рудных месторождений определенных типов, Наиболее ярко такая специализация проявилась в развитии фанерозойских медно-порфировых (± Au, Mo) месторождений в вулканических поясах (островодужных, окраинно-континентальных), колчеданных (Zn, Cu, Pb, Ag, Au) месторождений – в вулканических дугах, в связи с субмаринным магматизмом [10, 12, 13]. Складчатые пояса характеризуются в равной мере специализацией на редкие и цветные металлы, в частности на золото – с золотокварцевым, золотосульфидно-кварцевым и скарновым типами месторождений. Гидротермальные месторождения золота в этих геоструктурах, как и в докембрийских зеленокаменных поясах, были отнесены в конце ХХ в. к орогенным – гидротермальным – метаморфогенным [11]. Эта концепция широко распространена, хотя в начальной стадии становления, по существу, противопоставлялась мнению о связях золоторудных месторождений с интрузивным магматизмом. Позже среди орогенных месторождений золота стали выделяться связанные с палингенным и анатектическим магматизмом – с проявлениями анорогенного магматизма в стабилизированных областях, как, например, Олимпик Дэм, возраст которого 1600 млн лет [14]. Оно расположено в северо-восточном блоке кратона Гаулер, где локализованы также рядовые месторождения со сходной, но редуцированной специализацией (Cu, Au, U-Cu, Au-Ag-Cu). Формирование здесь месторождений некоторые исследователи связывают с проявлением плюма, возможно, повлиявшего и на специфику рудоносности соседних восточных блоков, в которых локализованы известные месторождения Брокен Хилл и небольшие месторождения урана.

Концепция своеобразия металлогении крупных изверженных провинций (LIP), связанных с мантийными плюмами, в последние годы активно развивается. Наиболее полно различные характеристики «плюмовой» металлогении показаны на примерах пермотриасовых плюмов Евразии [5]. В этой концепции ареально-очаговая локализация комплексных месторождений и ассоциаций месторождений определенных металлов: Ni-Co-As-Ag-U, Au и Au-As, Au-Sb-Hg связываются с проявлениями базитового, щелочнобазитового и гранитоидного магматизма. Представления о металлогенической значимости мантийных плюмов наиболее конкретны среди общих положений о мантийно-коровом взаимодействии факторе геохимической-металлогенической специализации как 0 определенных геоструктур. Такое взаимодействие в различных формах отмечено в Забайкалье, Восточном на Алданском щите, где В течение мезозойской тектономагматической активизации проявились «локальные» плюмы. С ними связаны комплексные месторождения редких и цветных металлов (W, Mo, Au-Pb, Zn, Ag, Au), а также U-Mo-Re±Au, ассоциирующие с моно- и биметалльными месторождениями U, Au, Au-Ag, F.

В общих представлениях о связях золоторудных и золотосодержащих месторождений с магматизмом остаются дискуссионными вопросы металлогенической роли докембрийского магматизма, особенно позднеархейского, исключительного в металлогении золота.

## ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ РУДОГЕНЕРИРУЮЩИЕ И РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ

Рудообразующими системами автор считает те, конечным продуктом которых является минеральная система, представленная на месторождении. Рудогенерирующая система создает рудоносные флюидные потоки, приводя к образованию одной или нескольких одинарных рудообразующих систем, отраженных в образовании месторождения, рудного поля, узла. Геохимическая специализация рудогенерирующих систем выражена как в конкретных месторождениях, так и в их ассоциациях. Среди имеющихся данных по приобретению системами геохимической специализации выделяются исследования состава флюидных включений в гранитоидных и базальтоидных породах. В результате определены три типа флюидов, из которых наиболее металлоносны гетерофазные [2], обладающие повышенной экстракционной способностью, дифференцированной для разных фаз и металлов в зависимости от концентраций элементов в расплавах. Для золоторудных и золотосодержащих гидротермальных месторождений очевидна преимущественная связь со сложными системами, которые развиваются при функционировании разноглубинных магматических очагов. Такие системы отражены в пространственных связях золоторудной минерализации и малых интрузий (даек) при различных их возрастных соотношениях. Преимущественно парагенетические связи золотосодержащих месторождений с проявлениями интрузивного магматизма отражены в различных геодинамических обстановках. Целевого изучения заслуживают рудогенерирующие системы в ураноносных блоках, вмещающих урановые и комплексные месторождения не только типа IOCG, но и золотоурановые, а также комплексные так называемой пятиэлементной формации (Ni, Co, Bi, Ag, U), рассмотренные для Центрально-Европейской LIP [5].

Повышенные содержания радиоактивных элементов в ураноносных блоках определяют анормативные (нестандартные) тренды дифференциации глубинного магматического вещества в связи с аномальностью теплового режима, обусловленного теплом радиоактивного распада и теплофизическим воздействием радиоактивного излучения на минеральную среду. Эти представления, развивающие идеи В.И. Вернадского [3] и разработанные в сотрудничестве с Н.П. Лаверовым и Д.В. Рундквистом, позволяют понять своеобразие комплексных рудных гигантов и металлогеническое своеобразие ураноносных террейнов. Примером таких гигантов, кроме упомянутых, является эндогенное серебряное месторождение Большой Канимансур (50 тыс. т Аg). Серебро содержится в Pb–Zn рудах. Здесь представлены также Cu-Bi минерализация и флюоритовые руды. Месторождение содержит около 100 т золота [7]. При функционировании Адрасман-Канимансурской рудогенерирующей системы (см. рис. 1) образовались также урановые месторождения Адрасман, Конторская зона, периферийные месторождения Cu, Bi, Pb-Zn и серия рудопроявлений этих металлов. Их образование связывается с Чаткало-Кураминским плюмом [4]. Приведенные данные позволяют сделать вывод о целесообразности отнесения к комплексным месторождениям тех, в рудах которых концентрации нескольких металлов не меньше, чем в мелких и средних месторождениях каждого из металлов. При таком подходе и

рудообразующие системы разделяются по металлогенической-геохимической специализации. Особое внимание при поисково-оценочных работах следует уделить ураноносным блокам земной коры, характеризующимся признаками проявления плюмового магматизма. Восточное Забайкалье и Центральный Алдан относятся к таким блокам.



Рис. 1. Схема-модель Адрасман-Канимансурской рудогенерирующей системы (разрез). 1 – мантия, М – граница Мохоровичича; 2 – базальтовый слой, К – граница Конрада; 3 – кристаллическое основание; 4 – гранитоиды карамазарского комплекса (С<sub>2</sub>); 5 – комплекс раннегерцинских – каледонских пород; 6 – область флюидно-магматического преобразования гранитогнейсового и базальтового слоев; 7 – глубинный мантийный диапир; 8 – андезиты, андезитодациты; 9 – риолиты, липариты; 10 – дайковый пояс; 11 – области зарождения рудообразующих систем; 12 – зоны верхнекоровых разломов; 13 – глубинные разломы; 14 – пути миграции флюидов: а – трансмагматических, б – коровых; 15 – область миграции вадозных вод; 16 – месторождения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Богатиков О.А.</u>, Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.

2. <u>Борисенко А.С.</u>, Боровиков А.А., Житова Л.М. и др. Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 12. С. 1308–1325.

3. Вернадский В.И. Труды по радиогеологии. М.: Наука, 1977. 319 с.

4. <u>Далимов Т.Н.</u> Модель развития Чаткало-Кураминского плюма // Матер. Научн. конфер, посвящ. 70-летию института и 95-летию академика Х. Абдуллаева. Ташкент: Изд-во ФАН АНРУ, 2010. С. 106–110.

5. <u>Добрецов Н.Л.</u>, Борисенко А.С., Изох А.Э. и др. Термохимическая модель пермотриасовых плюмлв Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородных и редкометальных месторождений // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.

6. <u>Коробейников А.Ф.</u> Комплексные месторождения благородных и редких металлов // Томск: Изд-во ТПУ, 2006. 327 с.

7. <u>Сафонов Ю.Г.</u>, Бортников Н.С., Злобина Т.М. и др. Многометальное (Ag,Pb,U,Cu,Bi,Zn,F) Адрасман-Канимансурское рудное поле (Таджикистан) и его рудообразующая система: II- физико-химические, геохимические и геодинамические условия развития // Геология рудных месторождений, 2000. Т. 42. № 4. С. 350–362.

8. <u>Шахов Ф.Н.</u> О происхождении гранитных магм и рудных месторождений // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Наука, 1960. С. 142–150.

9. <u>Шахов Ф.Н.</u> Принципы систематики эндогенных рудных месторождений // Геология и геофизика, 1962. № 10. С. 114–131.

10. <u>Cooke D.R.</u>, Hollings P. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution and tectonic controls //Economic geology, 2005.V. 100. P. 801–818.

11. <u>Groves D.I.</u> Crustall continuum model for late Archean lode0gold deposits of the Vilgarn block, Western Australia // Miniralium Deposita, 1993. V. 28. P. 366–374.

12. <u>Mercier-Langevin P.</u>, Hannington M.D., Dube B. et al. The gold content of volcanogenic massive sulfide deposit // Miniralium Deposita, 2011. V. 46. N 5–6. P. 509–540.

13. <u>Sillitoe R.H.</u> Porphyry Copper Systems // Economic geology, 2010. V. 105. P. 3–41.

14. <u>Williams P.J.</u>, Barton M.D., Jonson D.A. Iron Oxide Copper-Gold deposits: geology, Spacetime distribution and possible modes of Origin // Economic geology, 2005. V. 100. P. 371–405.

# К ПРОБЛЕМЕ РУДОНОСНОСТИ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ВОСТОЧНО-САЯНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

А.Н. Смагин<sup>1</sup>, В.П. Парначев<sup>2</sup>

1– ПГО « Красноярскгеология», Ивановская ГРЭ, 663614, Красноярский край, г. Канск, ул. Красная Иланка, д. 1, Россия;

2-Томский государственный университет, 634050, г.Томск, пр. Ленина, 36, Россия

Охарактеризованы реликты раннедокембрийских зеленокаменных поясов в Канском, Бирюсинском, Шарыжалгайском и других тектонических выступах Восточного Саяна. Приведены новые данные по строению и минерагении Ёрмо-Кахтарминский выступа в Агульском и Малотагульского в Гутаро-Туманшетском прогибах. Установлено наличие в последних многочисленных тел ультрамафитов, несущих сульфидное оруденение и объединяемых в составе Кахтарминского и Агул-Туманшетского потенциально рудоносных районов. Дана положительная оценка золотоносности Омуч-Ульчинского золоторудного узла, локализованного в архейских и нижнепротерозойских толщах зеленокаменного пояса в Гутаро-Туманшетском прогибе.

ранний докембрий, зеленокаменный пояс, сульфидное медно-никелевое оруденение, золотоносность, Восточные Саяны

# ON THE PROBLEM OF ORE-BEAING GREENSTONE BELTS IN THE EASTERN SAYAN PROVINCE

#### A.N. Smagin, V.P. Parnachev

Relicts of Early-Precambrian greenstone belts in the Kansk, Biryusinsk, Sharyzhalgaisk and other Eastern Sayan tectonic protrusions are characterized. New data on the structure and minerogenesis of the Herma-Kakhtarma protrusion in the Agul, Maly-Tagul and Gutara-Tumanshet troughs are provided. The last-mentioned troughs contain abundant ultramafic bodies having sulfide mineralization and united in the structure of the Kakhtarma and Agul-Tumanshet potentially ore-bearing areas (POA). The positive assessment of gold mineralization of the Omuch-Ulchsky gold-ore cluster localized in the Archean and Lower-Proterozoic greenstone belt sequences in the Gutara-Tumanshet trough is given.

Early Precambrian, greenstone belt, sulphide copper-nickel mineralization, gold mineralization, Eastern Sayan Mountains

Реликты раннедокембрийских зеленокаменных поясов в пределах Восточного Саяна известны в Канском, Бирюсинском, Шарыжалгайском и других тектонических выступах [3, 8, 11, 16 и др.]. Среди них наиболее хорошо изучен нижнепротерозойский Идарский зеленокаменный пояс с медно-никелево-платиновым Кингашским эталонным месторождением [1 и др.]. Кроме того, в последние годы нами получены новые данные по строению и минерагении зеленокаменных поясов, слагающих Ёрмо-Кахтарминский выступ в Агульском и Малотагульский в Гутаро-Туманшетском прогибах (рис. 1) [17, 18]. Вместе с тем, учитывая опыт отечественных и зарубежных исследователей [4, 6, 10, 14, 15, 20 и др.], авторами сделана попытка оценить также и золотоносность этих структур. Данное обстоятельство связано с заметными успехами поисковых работ на золото в раннедокембрийских зеленокаменных поясах Скандинавии (месторождения Бъёрдэйл, Енасен, Ярви, Юмасу и др.), Канады (Хемло), России (Майское в Карелии) и т.д. В начале XXI в. из зеленокаменных поясов уже извлекалось до 16 % мировой добычи золота.



# Рис. 1. Положение Кахтарминского, Агул-Туманшетского и других потенциально рудоносных районов в структурах северо-западной части Восточно-Саянской никельплатиноносной провинции.

*1* – нижнеархейские блоки (АК – Ангаро-Канский, Б – Бирюсинский); *2* – верхнеархейские блоки (К<sub>1</sub> – северо-восточная часть Канской глыбы, МТ – Малотагульский); 3 – нижнепротерозойские прогибы (К2 – юго-западная часть Канской глыбы, 2 – Урикско-Ийский грабен, 3 – Неройский и Ийско-Кукшерский прогибы, 4 – Гутаро-Туманшетский прогиб); 4 – нижнепротерозойские и рифейские гранитоиды Ангаро-Канского блока; 5 – нижне-среднерифейская Дербинская глыба; 6 – верхнерифейские прогибы рифтового типа: а – Кувайский, Верхнеманский и Жайминский, б – Жайминский и Миричунский, в – Ханский, г – Ашкасокский, д – Лысанский; 7 – области каледонской складчатости (Сисимо-Казырский прогиб); 8- Манский и Баджейский вендсреднепалеозойский Агульский кембрийские прогибы, 9 – рифтогенный прогиб: 10 среднепалеозойско-мезозойские впадины: а – Рыбинская, б – Минусинская; 11 – глубинные и региональные разломы: (1 – Присаянский, 1а – Ангаро-Тасеевский, 2 – Агульско-Бирюсинский, 2а – Приенисейский, 3 – Агульский, 4 – Канско-Агульский, 5 – Главный Восточно-Саянский, 6 – Манский, 7 – Дербинско-Сархойский, 8 – Туманшетский); 12 – тела ультрамафитов в зеленокаменных поясах (I – Канском, II – Кузеевском, III – Малотагульском, IV – Бирюсинском; 13 – мафит-ультрамафитовые массивы, перекрытые верхнепалезойскими отложениями и выделяемые по геофизическим данным; 14 – металлогенические зоны (Імз – Ангаро-Бирюсинская, ІІмз – Канская, Шмз – Манско-Миричунская или Жайминская, IVмз – Лысано-Ашкасокская или Саянская; 15 – рудоносные и потенциально-рудоносные площади: 1 – Агул-Туманшетская, 2 – Кингашская, 3 – Барбитай-Ийская, 4 – Предивинская, 5 – Кахтарминская Ёрмо-Кахтармиснкого выступа).

В Ёрма-Кахтарминском тектоническом выступе выделен Кахтарминский потенциально рудоносный район (ПРР). Выступ представляет собой горст докембрийских пород фундамента Сибирской платформы среди девонских вулканитов Агульского рифтогенного прогиба. Южная часть выступа представляет собой фрагмент синклинальной структуры. Ее основание сложено архейской толщей гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, а ядерная часть – породами нижнепротерозойской кускунакской толщи. Толща состоит преимущественно из амфиболитов, амфиболовых плагиогнейсов, биотитовых гнейсов, реже мраморов и кварцитов и содержит более 20 малых тел ультрамафитов общей площадью около 60 км<sup>2</sup>, которые считаются субвулканическими фациями ультраосновных вулканитов [6, 12]. Тела имеют линейную, линзо- и эллипсовидную формы при площади выходов на поверхность 0,16–4,0 км<sup>2</sup>. По морфологии и размерам они схожи с Кингашским рудоносным массивом. В крупных телах установлена вкрапленность сульфидов. Поблизости выявлена зона вкрапленной сульфидной минерализации пирротин-пирит-миллеритового состава с содержаниями Ni 0,19–0,4 %, Cr до 0,7 %, Pt до 1 г/т, Pd до 0,5 г/т, Au 0,5–1,0 г/т. Рудные тела в пределах сульфидоносной зоны протягиваются по поверхности на первые километры, их видимая мощность до 100 м.

Геолого-тектоническое положение, состав, петрохимические и геохимические характеристики кахтарминских ультрамафитов указывают на их формационное сходство с рудоносными ультрамафитами Кингашского рудного узла [5, 13, 17, 18]. Малотагульский тектонический выступ, в пределах которого выделен Агул-Туманшетский ПРР, расположен в северо-западной части Гутаро-Туманшетского прогиба (рис. 1). Выступ рассматривается как горст, внутренняя структура которого представляет собой синклиналь. Ее крылья сложены архейскими гнейсами хайламинской серии, а ядро – гнейсово-сланцевыми отложениями алхадырской и туманшетской свит неройской серии, содержащими многочисленные тела мафит-ультрамафитового состава. Агул-Туманшетский ПРР в раннем протерозое представлял собой единую цепь из четырех ультрамафит-мафитовых ареалов, образующих полосу длиной до 75 км и шириной до 15 км. В этих ареалах внутренние части сложены ультрамафитами, а внешние – массивами габброидов. Девонские осадочные породы ПРР павловской свиты Рыбинской впадины разделяют на северо-западный Нижнеахтарминский и юго-восточный Мошарихинский ареалы. Наличие на флангах ПРР обширных гравиметрических аномалий позволяет дополнительно прирастить ареалы на северо-запад и юго-восток.

Нижнеахтарминский ареал включает одноименный массив амфиболитов и тела серпентинитов. Внутри массива и близ него фиксируется более десятка аэромагнитных (AM) аномалий, интерпретируемых как линзовидные тела ультрамафитов размерами 0,5–4,2 км<sup>2</sup>. По совокупности выявленных и прогнозируемых по AM аномалиям тел ультрамафитов площадь ареала в целом достигает 172 км<sup>2</sup>. Нижнеахтарминский габбро-амфиболитовый массив совместно с послойными телами амфиболитов и ультрамафитов слагает палеовулканическую структуру центрального типа с круто наклонным к центру залеганием лавовых и субвулканических тел. Серпентиниты, выявленные среди амфиболитов, содержат 0,2–1,0 % никеля (в среднем 0,47 %) и 0,01–0,08 % меди.

Примыкающие к Нижнеахтарминскому ареалу северо-западная гравиметрическая и АМ аномалии располагаются над полем красноцветных пород павловской свиты. Предполагается, что павловские породы мощностью 30-150 м перекрывают здесь ультрабазит-базитовый массив, перспективный на поиски V-Ti-Fe [7] и сульфидных Cu-Ni руд [19]. Юго-восточный Мошарихинский ареал находится в бассейне р. Мошариха (левого притока р. Туманшет). По наличию выявленных в этом районе и прогнозируемых по АМ аномалиям тел ультрамафитов площадь ареала в целом превышает 88 км<sup>2</sup>. Здесь известны Мошарихинский (1,6 × 0,2–0,6 км) и Водораздельный (1,2 × 0,3 км) массивы ультрамафитов, на две трети перекрытые породами павловской свиты, и пять более мелких АМ, интерпретируемых как находящиеся под павловскими породами субвулканические тела ультрамафитов. Серпентиниты и Мошарихинского, и Водораздельного массивов содержат 0,3 и 0,8 % Ni, 0,08 и 0,05 % Cu и 0,5 и 0,4 % Cr соответственно. Аэромагнитная аномалия на южном фланге Мошарихинского массива и три аномалии в истоках р. Ахтарма отражают тела ультрамафитов, перекрытые девонскими породами павловской свиты. Судя по интенсивности некоторых из этих АМ аномалий и наличию хромитов в шлихах из аллювия, можно предположить, что водотоки уже прорезали осадки и, вероятно, размывают ультрамафиты.

Перспективность объектов Кахтарминского и Агул-Туманшетского ПРР на выявление промышленного оруденения подтверждается петро-геохимическими и металлогеническими прогнозно-поисковыми признаками. Преобладание в массивах указанных ПРР аподунитовых серпентинитов и низкие содержания меди позволяют предполагать, что здесь возможно обнаружение не только месторождений сульфидного медно-никелевого кингашского типа, но и бедных медью месторождений никеля маунткейтского типа, известных в интрузиях дунитов и перидотит-дунитов [9]. Наличие массивов ультрамафитов линейной (ленточной) формы не исключает открытия здесь же (в связи с мощными сериями вулканических ультрамафитов) и месторождений сульфидного никеля с низким содержанием меди камбалдинского типа [9]. Оценка золотоносности раннедокембрийских зеленокаменных поясов Восточного Саяна приведена на примере изучения Улькинского и Кельчинского «отторженцев» Бирюсинской глыбы и их окружения в Гутаро-Туманшетском прогибе, где Омуч-Улькинский потенциально золоторудный выделяется узел. Злесь среди нижнепротерозойских пород алхадырской и туманшетской свит неройской серии вскрываются тектонически изолированные северный Улькинский и южный Кельчинский блоки, сложенные архейскими гнейсами хайламинской серии.

Строение Гутаро-Туманшетского прогиба осложнено Омучским гранитоидным массивом (1640-1770 млн лет), который на современной поверхности представлен тремя  $1,5-2,5 \times 0,8-1,5$  KM) разобщенными мелкими (размеры штоками частично грейзенизированных гранитов. Вмещающие породы хайламинской и неройской серий интенсивно мигматизированы, калишпатизированы, грейзенизированы, окварцованы и насыщены дайковыми и жильными телами базитов, микрогранитов, гранит-порфиров, мусковит-(биотит)-кварц-микроклиновых пегматитов. В грейзенизированных И калишпатизированных гранитах, гнейсах и сланцах определены повышенные содержания Аи

до 2–4 г/т, Zn до 0,06 %, Pb до 0,5 %, Mo до 0,03 %, Sn до 0,06 %, W до 0,05 %, Be до 0,06 %, Ag до 0,001 %. Проявления золота большей частью размещаются в сланцах алхадырской свиты, сохранившихся в виде останцов между телами гранитоидов. На контакте амфиболитов, гнейсов и сланцев этой свиты с гранитами распространены скарны и роговики с содержанием Au до 2 г/т, Zn до 1,0, Pb до 0,8, Sn до 0,8, Bi до 0,05, Be до 0,08 и As до 0,8 %. Учитывая значительные площадные размеры развития скарнов и роговиков (от 0,25 до 7,5  $\text{км}^2$ ), здесь можно ожидать промышленно значимые концентрации золота. В полях развития сланцев туманшетской свиты часто отмечаются шлихи с неокатанным золотом в аллювиальных и склоновых отложениях. Судя по крупности и количеству знаков в пробах, концентрация золота может превышать первые граммы на тонну. Ранее из аллювиально-склоновых отложений полуокатанные зерна золота (до 9,5 г/м<sup>3</sup>).

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют, что Омуч-Улькинский узел весьма перспективный объект для поисков золота, прогнозные ресурсы которого по категории Р<sub>3</sub> достигают 150 т. Для окончательного решения вопроса о практической значимости установленного оруденения авторами рекомендуется в пределах зеленокаменных поясов на территории выявленных рудных узлов провести комплексную аэрогеофизическую съемку, геохимические и детальные поиски (включая электроразведку и магнитометрию), поисковые маршруты, пробурить картировочные и поисковые скважины с соответствующим комплексом опробования. При этом необходимо уточнить структурно-тектоническое условия положение И геодинамические становления потенциально рудоносных вулканоплутонических комплексов, а в рудоносных узлах установить закономерности размещения оруденелых зон с выделением участков для детальных поисково-оценочных работ на медно-никелевое оруденение с сопутствующими и пространственно ассоциирующими благородными металлами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Глазунов О.М.</u>, Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медноникелевое месторождение. Иркутск: ИГТУ, 2003. 192 с.

2. <u>Еханин А.Г.</u> Геология и рудоносность Кингашского базальт-коматиитового комплекса. Диссерт. в виде научного доклада... канд. геол.-минер. наук. Красноярск, 2000. 66 с.

3. <u>Корнев Т.Я.</u>, Еханин А.Г. Эталон Кингашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: Наука, 1997. 89 с.

4. <u>Корнев Т.Я.</u>, Еханин А.Г., Романов А.Л. Перспективы золотоносности Канского зеленокаменного пояса // Проблемы золотоносности Южной Сибири. Мат-лы научно-практ. конф. Новокузнецк, 2001. С. 66–72.

5. <u>Корнев Т.Я.</u>, Еханин А.Г., Романов А.П. и др. Канский зеленокаменный пояс и его металлогения (Восточный Саян). Красноярск: КНИИГГиМС, 2003. 134 с.

6. <u>Корнев Т.Я.</u>, Еханин А.Г., Князев В.Н и др. Перспективы выявления новых коренных месторождений золота в зеленокаменных поясах Западного и Восточного Саяна // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск: КНИИГГИМС, 2006. С. 59–75.
7. <u>Мехоношин А.С.</u>, Глазунов О.М., Бурмакина Г.В. Геохимия рудоносность метагабброидов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1986. 102 с.

8. <u>Механошин А.С.</u>, Колотилина Т.Б. Платиноносные ультрамафиты Бирюсинского выступа Сибирской платформы // Платина России. Том 3. М.: Геоинформмарк, 1999. С. 97–106.

9. <u>Налдретт А.Дж.</u> Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платиноидных руд. С-Пб.: СПбГУ, 2003. 487 с.

10. <u>Некрасов Е.М.</u> Важнейшие геолого-промышленные типы месторождений золота в XX1 веке // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, 2000. № 5–6. С. 53–56.

11. <u>Ножкин А.Д.</u> Цыпуков М.Ю., Попереков В.А. и др. Сульфидно-никелевое и благороднометалльное оруденение в гранит-зеленокаменной области Восточного Саяна // Отечественная геология, 1995. № 6. С. 11–12.

12. <u>Ножкин А.Д</u>., Чернышов А.И., Туркина О.М. и др. Метаосадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы Идарского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Том 2. Томск: ЦНТИ, 2005. С. 356–384.

13. <u>Региональные</u> схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области / Ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 260 с.

14. <u>Ручкин Г.В.</u>, Дерюгин Ю.Н. Золотоносность архейских зеленокаменных поясов. М.: Недра, 1985. 35 с.

15. <u>Сафонов Ю.Г.</u> Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геология рудных месторождений, 2003. Т. 45. № 4. С. 305–320.

16. <u>Сердюк С.С.</u>, Кириленко В.А., Ломаева Г.Р. и др. Геология и перспективы сульфидного Pt-Cu-Ni оруденения восточной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск: изд-во: «Город», 2010. 184 с.

17. <u>Смагин А.Н.</u>, Парначёв В.П. О новом Кахтарминском потенциально рудоносном районе Восточно-Саянской никель-платиноносной провинции // Вестник ТГУ, 2012. № 363. С. 214–217.

18. <u>Смагин А.Н.</u>, Парначёв В.П. О новых потенциально рудоносных районах Восточно-Саянской никель-благороднометалльной металлогенической зоны // Развитие минеральносырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней. Томск: ТПУ, 2013. С. 431–442.

19. <u>Смагин А.Н.</u>, Ренжин А.В. Новые данные по интрузивному магматизму и рудоносности бассейна нижнего течения р. Агул // Рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 24–33.

20. <u>Hutchinson R.W.</u> Metallogeny of Precambrion gold deposits: Space and time relationships // Econ. Geol., 1987. № 82. P. 1993–2007.

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ФЛЮИДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕРАДИОАКТИВНОГО СЫРЬЯ И.С. Соболев

Томский политехнический университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30, Россия

В статье обсуждаются вопросы использования радиоактивных элементов при картировании ореолов гидротермально-метасоматических изменений пород, происходящих в результате деятельности флюидогенных систем при формировании месторождений нерадиоактивных руд и нефтегазовых скоплений.

радиоактивные элементы, флюидогенные системы, гидротермально-метасоматические изменения, месторождения нерадиоактивных руд, залежи нефти и газа

# RADIOACTIVE ELEMENTS AS INDICATORS OF FLUIDGENE DEPOSITS OF NONRADIOACTIVE RAW

#### **I.S. Sobolev**

The report represents issues of the radioactive elements use in the mapping of halos of hydrothermalmetasomatic changes in rocks, occurring as a result of fluid systems activity during the formation of deposits of nonradioactive ores and oil-gas accumulations.

radioactive elements, fluid systems, hydrothermal-metasomatic changes, deposits of nonradioactive ores, oil and gas deposits

Благодаря геохимическим различиям калия, урана и тория, а также наличия высокочувствительных лабораторных и полевых средств определения их концентраций в природных образованиях, радиоактивные элементы широко используются при изучении разнообразных геологических процессов, особенно таких, где основным агентом массопереноса вещества является флюид/парогазовая смесь (водный раствор, насыщенный газовыми компонентами). Традиционно под флюидогенными месторождениями понимают рудные концентрации, сформировавшиеся промышленно значимые В результате гидротермально-метасоматических процессов. В последние два десятилетия активно развивается теория флюидодинамического нефтегазообразования, в какой-то мере являющаяся компромиссом представлений о биогенном и абиогенном происхождении нефти и газа [6, 19 и др.]. В учении о нафторудогенезе большая роль при формировании рудных месторождений и нефтегазовых залежей отводится флюидодинамическим системам и связанными с ними агрессивными флюидами [1, 4, 18 и др.]. Установлены минералогогеохимические признаки непосредственного участия в процессах нефтегазообразования флюидов, продуцируемых эндогенными структурами глубинного заложения [3, 7 и др.].

Примечательно, что в историческом аспекте наличие радиоактивных аномалий было отмечено в первую очередь на тех месторождениях нерадиоактивного сырья, возникновение которых прямо или опосредованно связанно с деятельностью флюидогенных систем. К таким данным относится информация о результатах изучения радиоактивных эманаций на

нефтяных месторождениях Майкопское в Республике Адыгея [2] и Cordele в штате Техас [30], на гидротермальных месторождениях золота и меди в Канаде [25].

В настоящий момент имеется обширная информация об индикаторной способности радиоактивных элементов при поисках областей гидротермально-метасоматического воздействия флюидогенных систем в пределах эндогенных, метаморфогенных и экзогенных геологических образований. При этом для рудных месторождений продукты калиевого метасоматоза в основном ассоциируют с месторождениями халькофильных элементов. Для ряда месторождений литофильных металлов гидротермально-метасоматические процессы сопровождаются образованием минералов, преимущественно концентрирующих торий [11, 13, 15, 20, 24 и др.]. Для осадочных пород приповерхностного горизонта в контуре нефтегазоносности отмечается рост содержания калия, связанный с формированием иллита, а также вынос урана и возникновение кольцевой аномалии с его повышенным содержанием в зоне влияния водоуглеводородного контакта [5, 10, 29 и др.].

Нередко из-за маскирующего влияния группы геологических факторов не столько радиоактивных элементов являются признаками уровни накопления проявления нерадиоактивного сырья, сколько характеристики рассеяния и особенности их соотношений. В качестве показателей состояния радиогеохимического баланса в горных породах часто используются K/Th, Th/U и U/K отношения, отражающие различную подвижность элементов в геологических процессах. Однако, радиоактивных значения этих радиогеохимических критериев, в том числе, зависят и от типа горных пород, их минерального состава, возраста, уровня эрозионного среза и других геологических особенностей. Как следствие, диапазоны изменения соотношений между радиоактивными в зонах проявления флюидогенной деятельности элементами нередко взаимно перекрываются с интервалом варьирования этих же показателей в неизменных горных породах. Существуют варианты обработки гамма-спектрометрических ланных. направленные на анализ особенностей трехмерного изменения концентраций радионуклидов (K - Th - U), что позволяет получать более «тонкую» радиогеохимическую информацию. К таким приемам и расчетным показателям можно отнести: фильтрацию данных с определением доминант радиоактивных элементов в общем у – излучении [11]; ралиогеохимический показатель DRAD, представляющий собой разницу межли отклонениями содержаний U и K от их фоновых значений, нормированных на торий [28]; оптический синтез в виде трех цветовых моделей [26, 27].

Собственный многолетний опыт радиогеохимических поисков углеводородных залежей и гидротермальных месторождений позволяет говорить о том, что весьма информативными признаками искомых объектов являются характеристики взаимных корреляционных связей и дисперсии распределения концентраций ЕРЭ. На индикаторную роль этих статистических показателей указывалось достаточно давно. Так, Ф.П. Кренделев с соавторами отмечал, что дисперсию в распределении содержания радиоактивных элементов можно рассматривать как реальную меру вероятности появления рудных концентраций [14]. Ослабление корреляционных взаимосвязей радиоактивных элементов в ореолах развития

гидротермальных пород отмечалось для многих гидротермальных месторождений различного температурного диапазона образования [12, 13].

В настоящее время этим статистическим характеристикам радиогеохимического поля, на наш взгляд, уделяется недостаточно внимания. Накопленный эмпирический материал гамма-спектрометрических исследований при поисках флюидогенных месторождений в различных физико-геологических условиях Западной и Средней Сибири демонстрирует высокую поисковую устойчивость и информативность дисперсионной и корреляционной характеристик особенностей распределения ЕРЭ. В частности, флюидодинамическим влиянием глубинных эндогенных структур логично объяснятся возникновение аномальных корреляционных ореолов, контролирующих пространственное положение урановорудных объектов различного ранга в горно-складчатых и платформенных областях [8], на меднопорфировых и золоторудных гидротермальных месторождениях (рис. 1). Постоянство, с которым фиксируются корреляционные аномалии в поверхностных отложениях над нефтегазовыми скоплениями [16, 17] и нефтегазоносными районами [9], приближает возникновение этого радиогеохимического эффекта к уровню закономерности (рис. 2).



Рис. 1. План изолиний ранговой корреляции калия и тория в пределах Си-Мо порфирового месторождения Аксуг, Республика Тува (по данным наземной гамма-спектрометрии).

Дисперсионные ореолы распределения радиоактивных элементов, контролирующие структуры и зоны повышенной проницаемости, по которым осуществляется миграция флюидов, целесообразно выявлять по значениям локальных компонент их полей содержания. Вычитание из исходных поле содержания ЕРЭ индивидуальных компонент, полученных посредством низкочастотной фильтрации, позволяет в значимой степени ослабить влияние группы мешающих факторов приповерхностного строения территорий. Реализуемый алгоритм оценки неоднородности распределения радиоэлементов включает корреляционный анализ. Его проведение необходимо для оценки синхронности или антагонизма поведения радиоактивных элементов, а это особенно важно при поисках рудных месторождений. гидротермальных Исходя ИЗ характера взаимосвязей между

радиоэлементами в пределах дисперсионных аномалий, принимается решение о суммировании или раздельном изучении особенностей локализации локальных аномалий распределения ЕРЭ. Важность этого момента заключается в том, что для ореолов гидротермально измененных пород небольших по запасам рудных объектов часто отмечается аномальное усиление корреляционных связей между радионуклидами. Это связано с небольшой мощностью гидротермально-метасоматических зон и смешиванием слагающих их минералов в продуктах коры выветривания.



Рис. 2. Графики средних значений ранговой корреляция между естественными радиоактивными элементами в областях эпигенетического влияния залежей углеводородов (А) и фоновых (Б) частях территорий (данные И.С. Соболева и В.П. Меркулова).

1 – нефтеносные площади; 2 – газоносные площади; ЗП – Западно-Полуденная (ХМАО); Кр – Крапивинская (Томская обл.); ЮЧ – Южно-Черемшанское (Томская обл.); К – Колотушная (Томская обл.); СВ – Северо-Васюганская; И – Имбинская (Красноярский край); М – Мыльджинская (Томская обл.); НМ – Ново-Михайловская (Республика Хакасия).

Таким образом, радиоактивные элементы являются достаточно надежным индикатором при поисках флюидогенных месторождений нерадиоактивного сырья. Главным отличиями особенностей проявления нефтегазовых скоплений и рудных гидротермальных месторождений являются контрастность изменения содержаний радиоактивных элементов и морфотип радиогеохимических аномалий. В случае рудообразования важна высокая проницаемость и открытость флюидогенных систем, отсюда преимущественно сплошной тип геохимических (радиогеохимических) аномалий. Для локализаций промышленных скоплений нефти и газа одним из необходимых условий является наличие региональных и локальных флюидоупоров. Как следствие, возникновение кольцевых радиогеохимических аномалий на периферии контуров нефтегазоносных объектов различного ранга.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Аплонов С.В.</u>, Лебедев Б.А. Нафторудогенез: пространственные и временные соотношения гигантских месторождений. М.: Научный мир, 2010. 224 с.

2. <u>Богоявленский Л.Н.</u> Радиометрическая разведка нефти // Известия Институту прикладной геофизики ВСНХ СССР, 1927. Вып. 3. С. 113–123.

3. <u>Готтих Р.П.</u>, Писоцкий Б.И., Галуев В.И. и др. Глубинные структурнотектонические неоднородности земной коры и возможные процессы, связанные с нефтегазообразованием и нефтегазонакоплением (геохимический аспект) // Отечественная геология, 2012. № 2. С. 3–14.

4. <u>Лебедев Б.А.</u> Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.

5. <u>Литогеохимические</u> исследования при поисках месторождений нефти и газа / Под ред. О.Л. Кузнецова. М.: Недра, 1987. 184 с.

6. <u>Лукин А.Е.</u>, Шумлянский В.А., Дъяченко Г.И. и др. Проблемы холодной дегазации Земли. Киев: Изд-во: ИФИ Укр. научн. ассоц., 1994. 80 с.

7. <u>Лукин А.Е.</u> Самородно-металлические микро- и нановключения в формация нефтегазоносных бассейнов – трассеры суперглубинных флюидов // Геофизический журнал, 2009. Т. 31. № 2. С. 61–91.

8. <u>Лященко Н.Г.</u> Урановые рудообразующие системы // Разведка и охрана недр, 2010. № 1. С. 25–31.

9. <u>Лященко Н.Г.</u>, Махнач Е.Н., Тригубович Г.М. и др. Результаты интерпретации материалов аэрогамма-спектрометрической съемки в южной части Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2010. № 2. С. 39–48.

10. <u>Малюшко Л.Д.</u>, Коробов Ю.И., Ларичев А.И. Метод ДГМ (диагностики генезиса минералов) – эффективный физико-химический способ локального прогноза залежей УВ при прямых поисках нефти и газа // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2006. № 7. С. 45–50.

11. <u>Островский Э.Я.</u> Радиоактивные аномалии как индикаторы рудного процесса // Доклады АН СССР, 1975. Т. 221. № 1. С. 201–204.

12. <u>Портнов А.М.</u> О геохимической связи калия и тория в изверженных породах и околорудных метасоматитах // Доклады АН СССР, 1978. Т. 239. № 6. С. 1441–1444.

13. Портнов А.М. Радиогеохимический поиск руды // Природа, 1984. № 5. С. 99–105.

14. <u>Радиогеохимические</u> ореолы в золоторудных полях Западного Узбекистана (по данным гамма-спектрометрии) / Под ред. Ф.П. Кренделева. Новосибирск: Недра, 1976. 52 с.

15. <u>Рихванов Л.П.</u> Радиогеохимическая типизация рудно-магматических образований (на примере Алтае-Саянской складчатой области). Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002. 536 с.

16. <u>Соболев И.С.</u>, Рихванов Л.П., Лященко Н.Г. и др. Прогнозирование и поиски месторождений нефти и газа радиогеохимическими методами // Геология нефти и газа, 1999. № 7-8. С. 19–24.

17. <u>Соболев И.С.</u>, Рихванов Л.П. Гамма-спектрометрические исследования поверхностных отложений нефтегазоносных площадей Западной и Средней Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2009. № 5. С. 31–37.

18. <u>Соколов Б.А.</u>, Старостин В.И. Флюидодинамические системы рудо- и нефтеобразования // Вестник МГУ. сер. геол., 1993. № 3. С. 48–56.

19. <u>Соколов Б.А.</u>, Абля Э.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. – М.: Изд-во: Геос, 1999. 76 с.

20. <u>Davis J.D.</u>, Guilbert, J.M. Distribution of the radioelements potassium, uranium and thorium selected porphyry copper deposits // Economic Geology, 1973. V. 68. № 2. P. 145–160.

24. <u>Dickson B.L.</u>, Scott K.M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors // AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 1997. V. 17. № 2. P. 187–200.

25. <u>Gross W.H</u>. Radioactivity as a guide to ore // Economic Geology, 1952. V. 47. № 7. P. 722–742.

26. <u>Irvine R.J.</u>, Robertson, I. Interpretation of airborne geophysical data over Ok Tedi porphyry copper – gold ore body using image processing techniques / Ext. abstr. 5th A.S.E.G. Conference Exploration Geophysics, 1987. № 18. P. 103–107.

27. <u>Milligan P.R.</u>, Gunn P.J. Enhancement and presentation of airborne geophysical data // AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 1997. V. 17. № 2. P. 63–75.

28. <u>Saunders D.F.</u>, Burson K.R., Branch J.F. et al. Relation of thorium – normalized surface and aerial radiometric data to subsurface petroleum accumulations / Radiometric surveys in petroleum exploration: Association of Petroleum Geochemical Explorationists, 1995, Special Publication. № 3. P. 96–110.

29. <u>Sikka D.B.</u>, Shives R.B.K. Radiometric surveys of the Redwater oil field, Alberta: Early surface exploration case history suggest mechanism for the development of hydrocarbon – related geochemical anomalies / Applications of geochemistry, magnetics, and remote sensing, D. Shumacher and L.A. LeSchak, eds., AAPG Studies in Geology, № 48 and SEG Geophysical References Series, № 11, 2002. P. 243–297.

30. <u>Stothart R.A.</u> Radioactivity determinations set production delimitations // Oil Weekly, 1942. Vl. 108. № 5. P. 19–21.

# БЛАГОРОДНО- И РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В КАЙНОЗОЙСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА А.П. Сорокин<sup>1</sup>, В.И. Рождествина<sup>2</sup>, В.М. Кузьминых<sup>1</sup>

1– Амурский научный центр Дальневосточного отделения Российской академии наук, 675000, г. Благовещенск, пер. Релочный, 1, Россия

2– Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской академии наук? 675000, г. Благовещенск, пер. Релочный, 1, Россия

Представлены материалы исследований благородно- и редкометалльного оруденения в угленосных структурах юга Дальнего Востока. В качестве опорного участка выбран Зейско-Буреинский бассейн, который по степени угленасыщенности и золотоносности не имеет себе равных на восточной окраине Евразии. Возрастные парагенезисы и латеральная сопряженность областей торфо- и золотонакопления свидетельствуют о масштабности взаимосвязанных кайнозойских процессов, происходивших на границе Зейско-Буреинского бассейна с областями сноса. На основе анализа диаграмм парных коэффициентов корреляции элементов сделан вывод, что накопление золота в углях в основном обусловлено концентрационной функцией растений-углеобразователей и барьерной сорбционной функцией торфяного или буроугольного органического вещества.

угли, благородные, редкие и редкоземельные элементы

## NOBLE- AND RARE-METAL MINERALIZATION IN CENOZOIC COALIFEROUS DEPOSITS IN THE SOUTHERN FAR EAST A.P. Sorokin, V.I. Rozhdestvina, V.M. Kuzminykh

We performed system studies of parageneses and lateral conjugation of peat and gold accumulation areas as well as the regularities of noble- and rare-metal mineralization in Cenozoic coaliferous deposits in the south of the Russian Far East. We chose the Zeya–Bureya basin for the study because it and the adjacent areas are rich in coal and gold and have no analogs on the eastern margin of Eurasia. The age parageneses and lateral conjugation of areas of peat and gold accumulation are evidence for the large-scale interrelated Cenozoic processes at the boundary between the Zeya–Bureya basin and provenances. The accumulation of noble, trace and rare-earth elements in coals is mainly due to the concentration function of coal-forming plants and the barrier concentration function of the peat and brown coal organic matter.

coal, noble metal, trace and rare-earth element

Благородно- и редкометалльное оруденение в угленосных структурах в последнее время – весьма актуальная тема научных исследований. Присутствие благородных металлов (БМ) в углях было установлено в конце XIX в., но еще долгое время это открытие не привлекало большого внимания. В литературе периодически появлялись разноречивые данные о концентрациях благородных металлов в угленосных породах, которые в дальнейшем, как правило, достоверно подтверждены не были, резко снижая этим привлекательность находок. Масштабное и системное изучение рудоносности угленосных отложений, активизировалось в конце прошлого и начале текущего столетий. За это время благородно- и редкометалльное оруденение установлено во многих угленосных бассейнах Сибири, Забайкалья, Дальнего Востока, Украины, Башкирии, Болгарии, Великобритании, Казахстана, Узбекистана, Таджикистана, Китая и других стран.

Евразии – территория Восточная окраина с наиболее широким геологоминерагеническим разнообразием, особенно в зоне сопряжения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов. Металлогенические провинции этого региона (Становая, Буреинская, Восточно-Сихотэалиньская и др.) включает целый ряд золоторудных, редких, редкометалльных и золото-россыпных месторождений мелового и кайнозойского возраста, приуроченных к орогенным структурам с высокой степенью подвижности, многоактным магматизмом и глубоким уровнем эрозионного среза. Основные угленосные бассейны этой территории – Верхнезейский, Гербикано-Огоджинский, Амуро-Зейский, Буреинский, Среднеамурский, Бикино-Уссурийский и др. – обрамляют рудные провинции или располагаются в их пределах.

В рамках настоящих исследований опорным участком этого региона выбран Зейско-Буреинский бассейн, который в совокупности с прилегающим обрамлением по степени угленасыщенности и золотоносности не имеет себе равных на восточной окраине Евразии. Это крупнейшая отрицательная структура Дальнего Востока, ее обрамляют с запада Большехинганское, с юга – Малохинганское, с севера и востока Янкано-Тукурингро-Джагдинское и Туранское горно-складчатые сооружения. Бассейн характеризуется продолжительным (со средней юры по плиоцен) прерывисто-унаследованным типом развития, длительным существованием гидросети и наиболее широким (средняя юра миоцен) на востоке России временным интервалом угленакопления. «Трангрессивный» тип формирования этой структуры обеспечивал образование в мезозое и кайнозое эшелонированной системы разновысотных торфяных залежей, развивавшихся от центра бассейна к периферии, с наиболее молодым (кайнозойским) уровнем в пределах Тында-Зейского, Южно-Тукурингрского, Притуранского, Приамурского и других межгорных и предгорных прогибов. Они образуют Пиканско-Сергеевскую, Селемджинско-Ерковецкую и Завитинско-Архаринскую угленосные площади с крупными месторождениями, общие ресурсы которых определяются более чем в 12 млрд т. Указанные площади сопряжены с горно-складчатыми сооружениями, на периферии которых наряду с углями локализованы палеогеновые, неогеновые и четвертичные россыпи золота [6].

Возрастные парагенезисы и латеральная сопряженность областей торфо- и золотонакопления, свидетельствуют о масштабности взаимосвязанных кайнозойских процессов, происходивших на границе Зейско-Буреинского бассейна с областями сноса. В пределах последних распространены Становая, Джагдинская и Буреинская золотоносные провинции с проявлениями и месторождениями золотокварцевой, золотосульфидной, золото-редкометалльной, золотосеребряной, медно-порфировой формаций [9]. Процессы гипергенеза в позднем мезозое, палеогене и миоцене привели к образованию в межгорных и предгорных прогибах многоярусных россыпных месторождений золота с минералами ЭПГ и редких металлов (РМ), нередко содержащих пласты и линзы углей (россыпи Нагиминская, Грязнушка и др. в Верхнем Приамурье). Указанные пограничные структуры в кайнозое

создавали наиболее благоприятнее условия не только для накопления БМ, но и для формирования торфяных залежей.

Имеющиеся данные свидетельствуют о высоких концентрациях благородных и других редких металлов (РМ), в том числе и редкоземельных элементов (РЗЭ), в угленосных бассейнах Российского Дальнего Востока и Китая [1–8].

Угли содержат широкий ряд ценных и полезных компонентов. Для оценки их содержаний в настоящей работе использован комплекс аналитических методов (массспектрометрический с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС), атомно-абсорбционный с индуктивно связанной плазмой (ИСП-ААС), атомно-абсорбционный (ААА), рентгенофлуоресцентный (РФА и РФА-СИ), инструментальный нейтронно-активационный (ИНАА) и пробирный), охватывающий максимальный набор элементов с учетом особенностей подготовки, химического и термического разложения проб. Исследования проведены на приборной базе аналитических центров ИГМ СО РАН (Новосибирск), ИГиП ДВО РАН и АмурНЦ ДВО РАН (Благовещенск).

Результаты аналитических исследований свидетельствуют, что угленосные отложения месторождений Приамурья (Архаро-Богучанского, Райчихинского, Ерковецкого и др.) характеризуются устойчиво высокими значениями концентрационных коэффициентов (КК определяются как отношение содержания элементов в пробе к его среднему содержанию в углях) благородно-, редкометалльной и редкоземельной ассоциациями элементов (Au, Pt, Pd, Sc, Cs, Rb, REE, Y, Hf, Ta, Nb, Sn, Th, Ti, Ga, Zr). Проведен анализ диаграмм парных коэффициентов корреляции благородных, редких и радиоактивных элементов в углях (рис. 1, 2), который показал положительную корреляционную зависимость этих элементов с катионо- и анионогенными элементами-литофилами (Ba, Sr, Zr, Hf, Ge и Br).



Рис. 1. Диаграммы парных коэффициентов корреляции редких элементов (n = 58) в бурых углях Зейско-Буреинского бассейна.

коэффициентов Анализ диаграмм парных корреляции элементов В углях свидетельствует, золото с большинством элементов не проявляет выраженной что корреляционной связи (см. рис. 2). Отмечается умеренная отрицательная корреляция Au с Br (анионообразующим литофилом). Сильная положительная связь между Au и Pt, умеренная с элементами литофилами: катионогенными (Sr и Ba), катионо- и анионогенными с переменной (Hf, Zr и V) и постоянной (Ge) валентностью (см. рис. 2). Накопление данных элементов в углях в основном обусловлено концентрационной функцией растений-углеобразователей и барьерной сорбционной функцией торфяного или буроугольного органического вещества. В ИГМ СО РАН проанализировано около 60 проб угля и вмещающих пород из буроугольных месторождений Приамурья. Установлено крайне неравномерное распределение золота в углях (9–157, среднее 45 мг/т), глинах (5–162, среднее 57 мг/т), песках (15–656, среднее 113 мг/т) и туфах (10–171, среднее 46 мг/т). Средние содержания и КК золота в углях, глинах и песках свидетельствует о том, что оно поступало в бассейн угленакопления в различных формах.





РМ и РЗЭ установлены авторами в целом ряде угленосных бассейнов Приамурья. Результаты анализов свидетельствуют о высоких концентрациях в первую очередь Sc, Cs и Hf, которые доминируют в глинах Дармаканского месторождения (2,54–4,31 г/т). Глины залегают в основном в кровле угольных пластов, слагая прослои мощностью от 0,2 до 2 м, иногда включая тонкие (до 5–10 см) прослои туфов. Реже отмечается повышенное значение Sc в глинах между пластами угля и в его подошве. Содержание Sc в углях ниже, чем в глинах с концентрациями от 0,34 до 4,97 г/т. Также в кровле угольных пластов отмечаются содержания Cs (0,99–7,2 г/т) и Hf (0,76–5,08 г/т). Указанные тенденции в распределении элементов сохраняются на Ерковецком и Райчихинском месторождениях. В указанных выше месторождениях редкометалльная и редкоземельная минерализация ассоциируют с БМ. Средние концентрации золота в породах, вмещающих эти элементы, 1-2 г/т, кроме того, в них встречаются Mn (до 0,0015 %), V (до 1355 г/т), Cu (до 68 г/т), Zn (до 95 г/т) и др. Полученные данные, с одной стороны, позволяют рассматривать угли как источники ценных компонентов и разрабатывать научные основы возможности их попутного извлечения на различных стадиях

технологической цепочки, а с другой – свидетельствует о существовании крупномасштабных коренных источников редких элементов в областях сноса бассейнов. Таким образом, благороднометалльное оруденение представлено разнообразными генетическими типами многостадийного формирования. Первичная локализация БМ происходила в предгорных и межгорных прогибах, в пределах структур, сопряженных с угленосными площадями. Золотосодержащие угли здесь характеризуются высокой зольностью, не выдержанными по простиранию пластами угля изменчивой мощности с резкими колебаниями содержания Au от 0 до 7 г/т (месторождения и проявления Сианчик, Грязнушка). Благороднометалльное оруденение в углях иных типов весьма разнообразное и трудно прогнозируемое. Для их выявления необходимо обнаружение участков дренирования месторождений современными водотоками; реконструкция древней гидросети, одновозрастной торфонакоплению; установление связи поверхностных и подземных вод, обводняющих угли; выделение возможных зон глубинных разломов, подновлявшихся в течение кайнозоя; влияние вулканической деятельности. К месторождениям такого типа можно отнести Райчихинское, Дармаканское, Ерковецкое, не имеющие прямой связи с областями сноса. Содержание золота в углях составляют преимущественно 2-3 г/т. Учитывая тесную парагенетическую связь благородно- и редкометалльного оруденения, локализацию их в тех же структурах, можно полагать, что перспективные площади их накопления будут совпадать.

Исследования выполнены при поддержке Отделения наук о Земле, Президиума ДВО РАН и РФФИ (проекты 12-I-П27-03, 12-I-0-ОН3-02).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Бакулин Ю.И.</u>, Черепанов А.А. Золото и платина в золошлаковых отходах ТЭЦ г. Хабаровска // Руды и металлы, 2003. № 1. С. 60–67.

2. <u>Вялов В.И.</u>, Кузеванова Е.В., Нелюбов П.А. и др. Редкометалльно-угольные месторождения Приморья // Разведка и охрана недр, 2010. № 12. С. 53–56.

3. <u>Рождествина В.И.</u>, Сорокин А.П. Первые находки самородных палладия, платины, золота и серебра в бурых углях Ерковецкого месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2010. Т. 29. № 6. С. 26–38.

4. <u>Середин В.В.</u> Распределение и условия формирования благороднометального оруденения в угленосных впадинах // Геология рудных месторождений, 2007. Т. 49. № 1. С. 3–36.

5. <u>Сорокин А.П.</u>, Эйриш Л.В., Кузьминых В.М. Благороднометальное оруденение в углеродистых формациях (обзор материалов по восточным районам России) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 43–54.

6. <u>Сорокин А.П.</u>, Кузьминых В.М., Рождествина В.И. Золото в бурых углях: условия локализации, формы нахождения, методы извлечения // ДАН, 2009. Т. 424. № 2. С. 239–243.

7. <u>Сорокин А.П.</u>, Чантурия В.Н., Рождествина В.И. и др. Нетрадиционные типы благороднометалльного, редкометалльного и редкоземельного оруденения в угленосных бассейнах Дальнего Востока // Доклады АН, 2012. Т. 446. № 6. С. 672–676.

8. <u>Черепанов А.А.</u> Благородные металлы в золошлаковых отходах Дальневосточных ТЭЦ // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 27. № 2. С. 16–28.

9. <u>Эйриш Л.В.</u> Металлогения золота Приамурья. (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.

# МИКРОМИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧУДНОЕ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

О.Т. Соцкая<sup>1</sup>, Н.А. Горячев<sup>1</sup>, Т.П. Майорова<sup>2</sup>

1– Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан, 685000, , г. Магадан, ул. Портовая 16, Россия;

2– Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, Республика Коми, г. Сыктывкар, ГСП-2, ул. Первомайская, 54, Россия

Методами электронной микроскопии был изучен изучен образец месторождения Чудное (Приполярный Урал) с золото-палладиевой минерализацией. Выявлено разнообразие минеральных форм золота и серебра. Установлены самородное золото и предположительно мертиит, а также селениды серебра и палладия.

Приполярный Урал, микроминералогия, электронная микроскопия, золото-палладиевая минерализация

#### MICROMINERALOGY OF CHUDNOE DEPOSIT (POLAR URAL)

### O.T. Sotskaya, N.A. Goryachev, T.P. Mayorova

We studied the sample from Chudnoe deposit (Polar Urals) with gold-palladium mineralization via electron microscopy. Was detected the native gold and presumably mertiite and selenides of silver and palladium.

Subpolar Ural, micromineralogy, electron microscopy, gold-palladium mineralization

#### введение

Методами электронной микроскопии на аппаратно-программном комплексе QEMSCAN (Австралия, Германия) с системой рентгеновского микроанализа Quantax был изучен образец месторождения Чудное (Приполярный Урал) с золото-палладиевой минерализацией. По аналитическим данным в этом регионе наблюдается преобладание Pd над Pt в десятки раз [1].

Месторождение Чудное находится в пределах водораздельной части хребта Малды-Ныр в Кожимском районе западного склона Приполярного Урала. Оно приурочено к осевой зоне антиклинальной структуры, осложнённой крупным Малдинским разломом северовосточного простирания. Породы, слагающие месторождение, представлены вулканитами кислого и основного состава саблегорской свиты позднего рифея [2]. Золоторудная минерализация приурочена к тонким фукситовым прожилкам (мощность 1,5–2 см), секущим риолиты [1, 2].

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом изучения послужил измельчённый фукситовый прожилок, который был насыпан тонким слоем на углеродистый скотч и напылён углеродом. Условия проведения измерений: ускоряющее напряжение 25 кВ, ток пучка 120 пА, размер излучающей области около 4 мкм, увеличение > 500<sup>x</sup>. При анализе мелких фаз, размер которых меньше или

соизмерим к размеру зоны генерации рентгеновского излучения, происходил захват состава окружающей матрицы, что требовало учета и исключения элементов матрицы.

Поиск и изучение минеральных включений проводили в режиме обратно рассеянных электронов (BSE), при котором благородные металлы, как элементы с большим атомным номером, обеспечивают яркое "свечение" на фоне остальных минералов. Элементы диагностировали по полному спектру, при этом учитывали обязательное для них проявление как минимум двух пиков по К, L или M-сериям.

#### Результаты исследований

Основная породообразующая масса пробы состоит из Cr-Fe-содержащей слюды – фуксита, имеющего облик листовато-зернистых и чешуйчатых выделений. По данным микрозондового анализа, выполненного на микроанализаторе CAMEBAX (аналитик Горячева Е.М.) содержание (мас.%): Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> колеблется от 4–6 до 11, FeO – от 6 до 9, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 20–23, SiO<sub>2</sub> – 44–46. Часто в хромсодержащей слюде присутствуют включения хромшпинелидов с примесью ZnO, а также встречаются самостоятельные зёрна, октаэдрические кристаллы и их сростки. В фукситовой массе нами были обнаружены минералы благородных металлов, представленные самородным золотом, антимонидами и арсенидами Pd, селенидами Ag и Pd. Микровключения золота образуют вростки в фукситовой матрице (рис. 1). Форма включений золота разнообразная: чаще всего встречаются округлые чешуйки и плёнки, реже наблюдаются удлинённые разности и зёрна (микрокристаллы) с гексагональными очертаниями. Размеры включений колеблются от 1 до 8 мкм. Кроме микровключений золота редко встречаются самостоятельные неправильные кристаллы октаэдрического и ромбододекаэдрического облика и их сростки размером от 5– 10 до 57 мкм. Пробность самородного золота колеблется от 750 до 770 ‰.

Антимониды и арсениды Pd (предположительно Pd<sub>8</sub>(Sb,As)<sub>3</sub>) также образуют мелкие включения размером от 0,5 до 3 мкм (реже до 5 мкм) в фукситовой матрице (см. рис. 1). Наблюдаются колебания в составе мертиита: содержание Pd варьирует от 70 до 77 %, Sb – от 14 до 24 % и As – от 8 до 14 %. Иногда наблюдаются сростки зёрен самородного золота величиной до 23 мкм с антимонидами и арсенидами Pd размером до 5,6 мкм (рис. 2). Форма зёрен золота – удлинённая, а у мертиита – изометричная. В отдельных случаях на Аи установлена плёнка PdSb-состава и при прохождении линейного профиля концентрации через это зерно наблюдается неоднородность по составу (рис. 3). Селениды Ag и Pd образуют микровключения округлой формы от 0,3 до 2 мкм в агрегате титанита (сфена) (рис. 4). По составу селенид Ад близок к составу науманита Ag<sub>2</sub>Se, а селенит Pd можно, предположительно, отнести к палладсеиту Pd<sub>17</sub>Se<sub>15</sub>. Помимо минералов благородных металлов в пробе содержатся микровключения и самостоятельные зёрна минералов редких земель, главным образом Се, La и Y. Редкие земли представлены монацитом, Се-алланитом и У-алланитом. Микровключения минералов редких земель встречаются в виде вкрапленных зёрен в фукситовой массе и в кварце, а отдельные индивиды имеют чаще всего вид неправильных зёрен, гораздо реже встречаются кристаллы толстотаблитчатого облика. Очень редко в Се-алланите отмечаются изометричные включения самородного золота размером около 2 мкм (рис. 5).



Рис. 1. Микровключения золота, антимонидов и арсенидов палладия в фукситовой матрице.

Электронно-микроскопическое изображение в режиме обратно-рассеянных электронов.



Рис. 3. Зерно самородного золота, покрытое плёнкой PdSb состава в пробе месторождения Чудное.

Электронно-микроскопическое изображение в режиме обратно-рассеянных электронов.



**Рис. 2.** Сросток зёрен самородного золота с мертиитом в пробе месторождения Чудное. Электронно-микроскопическое изображение в режиме обратно-рассеянных электронов.



Рис. 4. Микровключения селенидов Ag и Pd в титаните (месторождение Чудное).

Электронно-микроскопическое изображение в режиме обратно-рассеянных электронов.

Иногда отмечается ториеносный монацит, образующий удлинённые микровключения размером до 4 мкм. Помимо монацита и алланита отмечаются изометричные микровключения барита размером до 2 мкм в фукситовой матрице (рис. 6). Также нами было обнаружено зерно самородного Bi размером 1,4 мкм (рис. 7).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рудах месторождения Чудное на Приполярном Урале установлены самородное золото и предположительно мертиит, а также селениды Ag, Pd. Минералы благородных металлов и редких земель находятся в тесной ассоциации с фукситом и Се-алланитом, монацитом, ториеносным монацитом, Y-алланитом. Установлено присутствие в рудах барита и самородного Bi.



Рис. 5. Микровключения самородного золота в Се-алланите.

Электронно-микроскопическое изображение в режиме обратно-рассеянных электронов.





### Рис. 6. Микровключения барита в фукситовой массе.

Электронно-микроскопическое изображение в режиме обратно-рассеянных электронов.

# Рис. 7. Зерно самородного Ві микронной величины.

Электронно-микроскопическое изображение в режиме обратно-рассеянных электронов.

По изотопно-геохронологическим данным формирование золото-платиноидной минерализации месторождения Чудное, происходило в позднепалеозойское время в связи с проявлением гидротермально-метасоматических процессов в зоне Малдинского разлома. Источником рудных компонентов являются глубинные флюиды и мантийные породы основного-ультраосновного состава [2].

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований ДВО и УрО РАН, проекты № 12-II-УО-08- 017 и №12-C-5-1006.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Горячев Н.А.</u>, Кузнецов С.К., Соцкая О.Т. и др. Предпосылки возникновения ассоциации золота и платиноидов в рудах орогенных месторождений золота // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2013. № 4. С. 28–40.

2. <u>Кузнецов С.Б.</u>, Тарбаев М.Б., Чупров Г.В. и др. Золото-платиноидные проявления Севера Урала // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Т 1. Иркутск. Изд-во Института географии СО РАН. 2005. С. 256–258.

## МИКРОМИНЕРАЛОГИЯ ВКРАПЛЕННО-СУЛЬФИДНЫХ «ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ» РУД (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ) О.Т. Соцкая, Н.А. Горячев, Т.И. Михалицына

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан, 685000, , г. Магадан, ул. Портовая 16, Россия

Методами электронной микроскопии были изучены прожилково-вкрапленные руды месторождений Наталка, Павлик, Дегдекан и Ветренское, локализованные в углеродистых терригенных породах позднемезозойского Яно-Колымского складчатого пояса. Выявлено разнообразие минеральных форм золота и серебра. Монацит, присутствующий в изученных рудах, по нашему мнению, имеет гидротермальную природу.

Северо-Восток России, Яно-Колымский складчатый пояс, черносланцевые руды золота, микроминералогия, электронная микроскопия

## MICROMINERALOGY OF «BLACK SHALE» DISSEMINATED-SULPHIDE ORES (NORTH-EAST OF RUSSIA)

#### O.T. Sotskaya, N.A. Goryachev, T.I. Mikhalitsyna

The investigation of micromineralogy of «black shale» disseminated-sulphide gold ore deposits of the Yana-Kolyma belt was conducted via electron microscopy. There are revealed a variety of mineral forms of gold and silver. Monazite in the studied ores, in our opinion, has a hydrothermal origin.

North-East of Russia, Yana-Kolyma belt, black shale gold ores, micromineralogy, electron microscopy

#### введение

Территория Яно-Колымского орогенного пояса является крупнейшей в России золотодобывающей провинцией, в пределах которой преобладает золото-кварцевая и золотосульфидно-вкрапленная минерализация. Нами изучены руды основных золоторудных месторождений юго-восточного фланга Яно-Колымского пояса: Наталкинское, Павлик и Дегдекан, локализованных в пермских отложениях Аян-Юряхского антиклинория и Ветренское, локализованное в триасово-юрских отложениях на сочленении Аян-Юряхского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория в зоне влияния крупного Чай-Юрьинского разлома.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБОРУДОВАНИЕ

Исследования проводились на программно-аппаратном комплексе QEMSCAN (Австралия, Германия), представляющего собой сканирующий электронный микроскоп EVO-5, оснащённый четырьмя энергодисперсионными спектрометрами фирмы Bruker и системой рентгеновского микроанализа Quantax.

Объектом изучения послужили минералы из тяжёлой фракции руд, после разделения их в бромоформе. Были изготовлены образцы двух видов: 1) минералы наносили тонким слоем на углеродистый скотч; 2) готовили полированные шашки из эпоксидной смолы, в которые были вмонтированы минералы. Образцы напыляли углеродом. Условия проведения

измерений: ускоряющее напряжение 25 кВ, ток пучка 120 пА, размер излучающей области около 4 мкм, увеличение > 500<sup>x</sup>. При анализе мелких фаз, размер которых меньше или соизмерим с размером зоны генерации рентгеновского излучения, происходил захват состава окружающей матрицы, что требовало дальнейшего пересчёта и исключения элементов матрицы получаемого для них валового химического состава. Эти пересчеты основывались на данных, полученных при изучении шлифов под микроскопом.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Всего было изучено 24 пробы (Наталкинское месторождение – 10 проб; месторождения Павлик и Ветренское – по 5 проб; месторождение Дегдекан – 4 пробы). В каждой пробе просмотрено более 100 000 зерен.

Основная масса минералов тяжёлой фракции руд изученных месторождений представлена арсенопиритом и пиритом. *Пирит* преобладает на месторождении Павлик, на остальных месторождениях доминирует арсенопирит. Пириты кубической и пентагондодекаэдрической формы характерны для месторождений Наталка, Павлик и Дегдекан, а для месторождения Ветренское характерны, в основном, изометричные зёрна неправильной формы. Размер зёрен пирита колеблется от 10 до 60 мкм. В составе пирита иногда присутствует примесь As до 2–3 %, редко достигая 6,0 %. Для *арсенопирита* характерны призматические, уплощенно-гексагональные, ромбические кристаллы и их обломки (месторождении Ветренское). Размер выделений арсенопирита составляет от 10 до 80 мкм по длинной оси. На месторождении Ветренское иногда встречаются арсенопириты с примесью Со до 5 %.

*Минералы Ni и Co* – кобальтин и герсдорфит – были обнаружены во всех изученных месторождениях. Они представлены отдельными изометричными зёрнами и кристаллами кубического и октаэдрического облика размером от 25 до 85 мкм и образуют микровключения размером 2–3 мкм в пирите и в силикатной матрице. Примесь Ni в кобальтине варьирует от 3 до 5 %, Fe – от 7 до 11 %. Содержание Ni в герсдорфите колеблется от 27 до 30 %, Co около 7 %. Нередко в зёрнах кобальтина присутствуют включения галенита величиной от 0,5 до 15 мкм.

Наряду с пиритом и арсенопиритом в рудах изученных месторождений достаточно часто встречается галенит. Халькопирит, сфалерит, шеелит, рутил, монацит и ксенотим встречаются гораздо реже. *Галенит* образует мелкие вкрапления (первые микроны) неправильной формы на арсенопирите, пирите и сфалерите, образует сростки с кобальтином и золотом, изредка встречаются самостоятельные кристаллы кубического облика (до 60 мкм). В галените никаких примесей нами установлено не было, хотя по ранее опубликованным данным галенит обладает заметной неоднородностью, выраженной в вариациях примесей Bi (от 0,1 до 0,7 мас.%) и Ag (от 0,1 до 0,25 мас. %) [2]. В рудах Наталкинского месторождения отмечено присутствие единичных чешуек *молибденита* размером (7–14 мкм) на пирите и мелких включений *хромита* размером до 6 мкм.

*Ni-Sb-фазы* типа ульманита-брейтгауптита (NiSbS–NiSb) размером от 2 до 13 мкм были выявлены на кристалле арсенопирита в минералах из тяжёлой фракции руды месторождения

Ветренское. Ранее на Наталкинском месторождении было обнаружено единичное зерно брейтгауптита в изменённой осадочной породе [2].

Фрейбергит был обнаружен в двух пробах из минералов тяжёлой фракции руд месторождения Павлик. Размер его выделений составляет от 4 до 50 мкм. Содержание Ag колеблется от 6 до 28 мас.%.

В минералах из тяжёлой фракции руды месторождения Наталка были обнаружены единичные мелкие включения *висмутина* (размером около 1 мкм) и *самородного кадмия* (2,6 мкм) в силикатной матрице, состоящей из смеси альбита, серицита и анкерита. Ранее самородный кадмий (примесь Cr – 0,23–0,49 %) был обнаружен в породах Южного Верхоянья в срастании с кварцем гидротермальных жил и прожилков, хлоритом и амфиболом [5].

Шеелит наблюдается чаще всего в виде неправильной формы зёрен (размером 60– 90 мкм), реже встречаются таблитчатые и псевдооктаэдрические кристаллы и их сростки.

Довольно часто зёрна арсенопирита, пирита и агрегаты метасоматитов изучаемых месторождений содержат микровключения монацита размером от 1 до 7 мкм. Изученные ранее зёрна аутигенного монацита – куларита размером 0,1-1,5 мм имеют эллипсоидальную, реже комковатую форму с шагреневой поверхностью [4]. В изученных нами монацитах присутствуют окиси редких земель, главным образом Се и La и отсутствуют примеси  $Pr_2O_3$  и  $Y_2O_3$ , в отличие от аутигенного куларита, описанного ранее на Наталкинском месторождении [4, 7]. На Наталкинском месторождении Е.Э.Тюковой с соавторами [7] монацит, установленный в срастании с кварцем, альбитом, хлоритом, мусковитом, мелкокристаллическими агрегатами биотит-мусковит-хлоритового состава и в виде микровключений в метакристаллах арсенопирита, также рассматривался как аутигенный, несмотря на все морфологические отличия от куларита. На месторождении Павлик редко встречаются разности, обогащённые Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Частота встречаемости РЗЭ на месторождении Ветренское гораздо ниже, чем на месторождениях Наталка, Павлик и Дегдекан.

Гораздо реже встречаются мелкие включения ксенотима (2–4 мкм) в мелкокристаллических агрегатах вмещающих изменённых пород, состоящих из полевого шпата, анкерита, пирита и арсенопирита. В составе ксенотима, кроме Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, других примесей редких земель не установлено. Микровключения монацита встречаются гораздо чаще, чем Y и Nd фазы.

Главным промышленным компонентом изучаемых месторождений является *самородное золото*. Форма выделений золота в рассмотренных образцах разнообразная – от микроскопических округлых, иногда неправильной формы чешуек и плёнок до отдельных самостоятельных кристаллов и сростков. Микровключения золота изометричных очертаний часто встречаются в виде тонких вкраплений размером от 0,6 до 6 мкм в арсенопирите и пирите. Плёночное золото обрастает зёрна сульфидов и заполняет в них трещинки. На месторождении Ветренское иногда встречаются вкрапления золота размером до 6 мкм на зёрнах кобальтистого арсенопирита (примесь Со до 5 %). Крупные зёрна золота чаще всего имеют неправильную форму и комковатый вид. Изредка встречаются кристаллы размером 30–60 мкм с видимыми гранями октаэдра. На месторождении Ветренское преобладают

округлые комковидные выделения золота с неровной дырчато-ямчатой поверхностью, а на Наталкинском месторождении – комковатые частицы с гладкой поверхностью. На месторождении Павлик нами наблюдалось самородное золото в срастании с кристаллами альбита в оторочке арсенопирита, находящееся в крупном агрегате пирита.

В изученных пробах месторождения Павлик помимо самородного золота ранее нами были обнаружены зёрна *селенидов Au u Ag* – науманит Ag<sub>2</sub>Se и фишессерит Ag<sub>3</sub>AuSe<sub>2</sub> (?), размерами от 0,6 до 2,5 мкм, в сростках с арсенопиритом [6]. Фишессерит был установлен и в рудах Ветренского месторождения [6]. Селениды распространены неравномерно и встречаются спорадически.

Серебро в самородной форме в единичных зёрнах округлой формы размером от 1,1 до 5 мкм установлено в рудах месторождений Наталка, Павлик и Дегдекан. В рудах Наталкинского месторождения нами обнаружен теллурид серебра – гессит. Размер зёрен варьирует от 2 до 59 мкм, форма зёрен овальная и изометричная [8].

Кроме того, на месторождении Дегдекан ранее нами [3] были установлены минеральные фазы *платиноидов*: самородный осмий, рутениридосмин, осмирид, рутеносмирид, лаурит, иридарсен, арсенид рутения, осмия и иридия. Размеры минералов колеблются от 0,5 до 3 мкм. Они образуют вростки в силикатную матрицу породы, иногда отмечаются в пустотах – порах в породе, редко встречаются изометричные индивидуальные частицы [3].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обобщая результаты наших исследований, можно отметить, что в изученных месторождениях Яно-Колымского пояса основная форма нахождения элементов в рудах микроминеральная. Они образуют самостоятельные фазы И характеризуются микрозернистостью выделений и неравномерностью распределения. Выявлено разнообразие минеральных форм золота и серебра, которые помимо самородных фаз встречаются в виде теллуридов и селенидов, что ставит вопрос о необходимости корректировки технологического процесса их извлечения. Тесная ассоциация монацита с минералами метасоматитов, а также с пиритом и арсенопиритом, наряду с его морфологическими особенностями и различиями в составе примесей, позволяют предполагать его гидротермальную природу. По аналогии с Южным Верхояньем можно предположить, что кадмий был образован при невысоких температурах и давлениях в процессе гидротермальнометасоматического изменения терригенных и карбонатных пород, предшествующего формированию прожилково-вкрапленной минерализации [5].

Присутствующая ассоциация Ru–Ir–Os состава на месторождении Дегдекан необычная для осадочных пород, в то время как на месторождениях-эталонах черносланцевых толщ (Мурунтау, Сухой Лог и др.) преобладают Pt и Pd. C одной стороны эти минералы образуют срастания с силикатной матрицей метасоматитов, с другой – ассоциируют с сульфоарсенидами Co и Ni [3]. Co–Ni минерализация достаточно широко распространена в изучаемых рудах и имеет тонкодисперсный, рассеянный характер. Возможным источником платиноидов в осадочных толщах перми Яно-Колымского

золотоносного пояса могли быть сейсмоактивные троговые зоны дна пермского моря, подобные современным установленным в донных отложениях Чукотского моря [1].

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований ДВО и УрО РАН, проекты № 12-II-УО-08- 017 и №12-С-5-1006.

### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Астахов А.С.</u>, Горячев Н.А., Михалицына Т.И. Об условиях формирования обогащённых золотом горизонтов рудовмещающих черносланцевых толщ (на примере пермских и современных морских отложений Северо-Востока Азии) // ДАН, 2010. Т. 430. № 2. С. 212–217.

2. <u>Гончаров В.И.</u>, Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан. СВКНИИ ДВО РАН. 2002. 250 с.

3. <u>Горячев Н.А.</u>, Соцкая О.Т., Горячева Е.М. и др. Первая находка минералов платиновой группы в черносланцевых золотых рудах месторождения Дегдекан на Северо-Востоке России // ДАН, 2011.Том 439. № 1. С. 79–82.

4. <u>Некрасова Р.А.</u>, Некрасов И.Я. Куларит – аутигенная разновидность монацита // ДАН, 1983. Т. 268. С. 688–693.

5. <u>Редкие</u> минералы в Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1984. 108 с.

6. <u>Соцкая О.Т.</u>, Горячев Н.А. Микроминеральные формы нахождения золота и серебра во вкраплено-сульфидных «черносланцевых» рудах (Северо-Восток России) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск. 2012. Том II. С. 173–177.

7. <u>Тюкова Е.Э.</u>, Михалицына Т.И., Викентьева О.В. Редкоземельная минерализация Наталкинского золото-кварцевого месторождения (Магаданская область) // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах. Часть 1. Улан-Удэ, 2007. С. 168–171.

8. <u>Sotskaya O.</u>, Goryachev N., Goryacheva E. et al. Micromineralogy of "black shale" disseminated-sulphide gold ore deposits of the Ayan-Yuryakh anticlinorium (North-East of Russia) // Journal of Earth Science and Engineering, 2012. N 2. P. 74–753.

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОГРОМНОЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

# А.М. Спиридонов, З.И. Куликова, А.Е. Будяк, Л.Д. Зорина, Л.А. Павлова, А.В. Паршин, Е.М. Гранина

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского 1а, Россия

Изучены минералого-геохимические особенности руд нетрадиционного для Забайкалья золоторудного месторождения Погромное, локализованного в динамокластической толще в зоне Монголо-Охотской сутуры, по которой произошло сочленение Сибирского и Монголо-Китайского континентов. 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). Золотоносны на месторождении также метасоматиты предрудного и синрудного этапов по вулканитам с сульфидной минерализацией (концентраторы золота – пирит-II и арсенопирит-II) и измененные углеродистые сланцы (концентраторы золота – жильный кварц и арсенопирит-II). Золото в рудных залежах самородное, высокопробное и весьма высокопробное.

золоторудное месторождение, метасоматиты, динамокластиты, морфологический тип оруденения, минеральный состав руд

## ORE COMPOSITION OF THE POGROMNOYE GOLD DEPOSIT (EASTERN TRANSBAIKALIA)

## A.M. Spiridonov, Z.I. Kulikova, A.E. Budyak, L.D. Zorina, L.A. Pavlova, A.V. Parshin, E.M. Granina

We have studied mineralogical and geochemical characteristics of ores of the Pogromnoye gold deposit that is unconventional for Transbaikalia. The deposit is localized in the dynamoclastic strata in the area of the Mongol-Okhotsk suture, along which the jointing of the Siberian and Mongolian-Chinese mainlands occurred. Gold mineralization is represented by two morphological types of ores: stockwork quartz-carbonate-pyrite-arsenopyrite in metasomatically altered effusives deposit-1) and quartz-veined (interspersed with sulphides) in altered carbonaceous shales (deposit-10). Auriferous in the deposit are pre-ore and ore metasomatites by volcanites with sulphide mineralization (gold concentrators – pyrite and arsenopyrite-II-I) and modified carbonaceous shales (gold concentrators – vein quartz and arsenopyrite-II). Gold in ore deposits is native, high-grade.

gold deposit, metasomatites, dinamoclasticity, morphological type of ore mineralization, ore compositions

Забайкалье – одна из крупнейших металлогенических провинций на юго-востоке России. Здесь насчитывается более 40 месторождений золота и более 1000 его рудных проявлений. Золотометалльные системы Забайкалья формировались на протяжении значительного интервала геологического времени – от позднего палеозоя до раннего мела, но преобладающая часть – в средне-позднеюрское – раннемеловое время на коллизионном и рифтогенном этапах развития региона. Большая часть месторождений традиционно относится к золотокварцевой, золотосульфидно-кварцевой и золотосульфидной рудным формациям. В настоящее время доказана принадлежность месторождений к наиболее перспективной золотомедно-порфировой формации. Важное практическое значение в регионе имеют месторождения малоглубинной золотосеребряной формации (балейский тип), но их в Забайкалье мало. Прогнозируются и оцениваются также месторождения золотоуглеродистой и золотоскарновой формаций. В последнее время особый интерес проявлен к новому, нетрадиционному для Забайкалья, типу золоторудных месторождений в динамометаморфических комплексах [4, 5]. Их возникновение связывается с геодинамическими процессами в зонах коллизии Сибирского кратона с окружающими террейнами и возникающими при этом структурами будинажа, меланжа, флюидажа и др. В Забайкалье к этому типу относится и месторождение Погромное [2].

Месторождение Погромное расположено в пределах Апрелковско-Пешковского рудного узла в Шилкинском районе Читинской области в динамокластической толще в зоне Монголо-Охотской сутуры, по которой произошло сочленение Сибирского и Монголо-Китайского континентов [1, 3, 6]. Рудовмещающими на месторождении являются сильно измененные породы буторовской свиты (J<sub>2-3</sub>bt) шадоронской серии (J<sub>2-</sub> 3) –вулканиты и терригенные углеродсодержащие образования, превращенные в метасоматиты (по составу) и динамокластиты (по текстурным и структурным особенностям) (рис. 1). Установлена этапность образования метасоматитов. На дорудном этапе развивались пропилиты, на предрудном – динамосланцы и альбитофиры, на альбит-карбонат-серицит-кварцевые синрудном серицитолиты И метасоматиты (кварциты). На месторождении золотоносны метасоматиты предрудного и синрудного этапов по вулканитам с сульфидной минерализацией и содержанием золота от 0.2 до 11,9 г/т (концентраторы золота – пирит-II и арсенопирит-I), а также измененные углеродистые сланцы (концентраторы золота – жильный кварц и арсенопирит-II). Золотое оруденение на месторождении относится к золотосульфидно-кварцевой формации с умеренно-сульфидным типом руд и представлено двумя морфологическими типами: штокверковым кварц-карбонат-арсенопирит-пиритовым в метасоматически измененных эффузивах (залежь 1) и прожилково-жильным кварцевым (с вкраплениями сульфидов) в измененных углеродсодержащих сланцах (залежь 10). Возраст начала формирования штокверковой системы рудовмещающих трещин, возникшей на предрудном этапе, и  $^{40}$ Ar $^{39}$ Ar оценивается изотопным метасоматитов этого этапа методом В 139,5 ± 1,8 млн лет. Во вмещающих углеродисто-терригенных породах месторождения установлено физическое присутствие сульфидов с мантийным изотопным составом серы в метасоматитах, что аналогично значениям  $\delta^{34}$ S рудных образований рудной залежи 10.

В целом характер метасоматического процесса развивавшейся рудномагматической системы в пределах обеих рудных залежей был примерно одинаков.



Рис. 1. Схема геологического строения рудного поля месторождения Погромное (составлена по материалам А.В. Сагира, с добавлениями и изменениями авторов [2]). l – голоцен: пески, песчано-гравийно-галечные отложения, супеси, суглинки; буторовская свита ( $J_{2-3}$ bt, верхняя часть шадоронской серии): 2 – терригенные углеродсодержащие образования (алевропилиты, алевролиты, песчаники), 3 – интенсивно катаклазированные и метасоматически измененные эффузивы; 4 – ороговикование; шадоронский вулканический комплекс ( $\xi J_{2-3}$ sd): 5 – базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты, риолиты и их туфы; шадоронский гранитоидный комплекс ( $\gamma J_{2-3}$ sd): 6 – биотитовые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты (по эндоконтакту массива); кручининский комплекс ( $Pr_1$ ur): 7 – габбро, габбро-пироксениты, габбро-диориты, долериты; урульгинский комплекс ( $Pr_1$ ur): 8 – амфиболиты, гнейсы, плагиоклаз-слюдистые и мусковит-кварцевые сланцы. 9 – Сибирский континент; 10 – Монголо-Китайский континент; 11 – Ононский островодужный террейн, 12 – крупные разрывные нарушения (взбросо-надвиги); 13 – рудоконтролирующая система взбросо-надвигов коллизионного этапа; 14 – Основная ветвь Монголо-Охотской сутуры; 15 – Ононская ветвь; 16 – месторождение Погромное.

Имеющиеся отличия вещественного состава метасоматитов в них объясняются разнообразием состава исходных пород и меняющимися термодинамическими условиями на всем протяжении метасоматической проработки рудовмещающих пород.

Вещественный состав руд месторождения на 85–90 % состоит из кварца, серицита, альбита, карбоната, 10–15 % составляют рудные минералы, среди которых основными являются пирит и арсенопирит. Сопутствующие минералы (десятые доли процента) представлены в основном сфалеритом, халькопиритом, пирротином. Наиболее характерны вкрапленная, прожилковидная, реже пятнистая и полосчатая текстуры руд. Широко развиты текстуры катакластические, брекчиевые, трещиноватые, рассланцевания. Основная сульфидная минерализация в рудной залежи 1 представлена пиритом и арсенопиритом. В незначительном количестве присутствуют сфалерит, халькопирит, пирротин. Доля арсенопирит-пиритовой минерализации варьирует от малосульфидной (2–5%) до умеренно-сульфидной (10–15%). Для руд типичны рассеянные вкрапленные, вкрапленные текстуры сульфидных выделений.

При микроскопическом изучении руд залежи 1 выделены три разновидности пирита и две арсенопирита, связанные с тремя последовательными стадиями рудной минерализации: І-пиритовой (выделяется пирит-І), ІІ-арсенопирит-пиритовой (выделяются арсенопирит-I и пирит-ІІ), ІІІ-кварц-арсенопиритовой (выделяются арсенопирит-ІI).

Пирит-І ассоциирует с ранней, начальной стадией метасоматоза – пропилитизацией дорудного этапа. Пирит-II и арсенопирит-І связаны с альбитизацией предрудного этапа, а также с серицитизацией, окварцеванием и карбонатизацией метасоматитов синрудного этапа. Пирит-III (марказит) образуется в заключительную третью стадию синрудного этапа, предшествуя кварц-арсенопиритовой-II минерализации или близко одновременно с ней.

В рудной залежи 1 золоторудная минерализация наиболее проявлена во вторую и третью стадии рудного процесса и ассоциирует с пиритом-I и II, а также с арсенопиритом-I и II в метасоматитах альбит-серицит-карбонат-кварцевого состава, кварцитах, кварцевых альбитофирах. Степень золотоносности находится в полном соответствии с проявлением окварцевания, насыщенностью кварц-сульфидными и сульфидными микропрожилками, тонкой вкрапленностью сульфидов. Размер основной массы золотин (75-80%) менее 16 мкм. Золото самородное, формы его выделений изометричные, кристаллоподобные, скошенные, гексагональные, частично ограненные, комковатые, тонко-прожилковидные, изогнутые, занозистые, уплощенные, овальные. Состав и структура золота, судя по результатам исследования на микрозондовом анализаторе JXA-820, довольно однородны и не различаются в кварцитах и альбит-серицит-карбонат-кварцевых метасоматитах. Проба золота в пирите-ІІ в метасоматитах и кварцитах колеблется от 863,6 до 959,5 ‰ (от умеренно высокопробного до весьма высокопробного). В основном золото высокопробное. По данным атомно-абсорбционного анализа в монофракциях пирита-II, отобранных из метасоматитов, содержится от 30 до 45 г/т золота. В рудной залежи 10

золото установлено в кварцевых жилах и прожилках, развитых в метасоматически измененных углеродсодержащих сланцах. Золото самородное, формы выделений комковатые, лепешковидные (вытянутые в одном направлении), частично ограненные. По гранулометрическому составу здесь выявлено золото разной крупности – от тонкого и тонкодисперсного до крупного (более 0,25 мм). По результатам микрозондовых исследований состав золота довольно постоянный (от 91 до 100 %), причем в среднем доля золота 95 %, что позволяет отнести его к высокопробному или к весьма высокопробному.

Подтверждается сделанный ранее Г. Ф. Ильиной [2] вывод о месторождении Погромном как новом морфологическом и генетическом типе золоторудных месторождений Забайкалья.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Зорин Ю.А.</u>, Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г. и др.. Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика, 1998. Т. 39. № 11. С. 1578–1586.

2. <u>Ильина Г.Ф.</u> Месторождение Погромное – новый морфологический и генетический тип месторождений золота Восточного Забайкалья //Межрегиональная научно-практическая конференция «Перспективы развития золотодобычи в Забайкалье», Чита, 2003. С. 18–20.

3. <u>Спиридонов А.М.</u>, Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2006. 291 с.

4. <u>Татаринов А.В.</u>, Яловик Л.И.. Яловик Г.А. Золотое оруденение в надвиговых структурах Монголо-Охотского коллизионного шва (Пришилкинская и Онон-Туринская зоны) // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. № 3. С. 22–31.

5. <u>Хомич В.Г.</u>, Борискина Н.Г. Основные геолого-генетические типы коренных месторождений золота Забайкалья и Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 2011. Т. 30. № 1. С. 70–96.

6. <u>Zorin Yu.A.</u>, Zorina L.D., Spiridonov A.M. et al. Geodinamic settings of gold deposits in the Transbaikal region (Eastern Siberia, Russia) // Ore Geology Review, 2001. V. 17. P. 215–232.

## ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ МАЛЫХ ОЗЕР СИБИРИ

В.Д. Страховенко<sup>1,2</sup>

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия;

2- Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2, Россия

Работа посвящена изучения закономерностей распределения РЗЭ в компонентах озерных систем с различным типом донных отложений и по глубине керна донных осадков (во временном интервале 200 лет) малых озер Сибири. В результате проведенных исследований установлено, что характер распределения РЗЭ между компонентами озерной системы (почва – донный осадок – породы ложа озера) однотипен в различных озерных системах. Основными носителями РЗЭ являются минералы обломочной фракции. Примесь органогенного или карбонатного материала уменьшает концентрации РЗЭ в донных отложениях озер. В вертикальных разрезах донных отложений РЗЭ распределены равномерно, за исключением кернов в которых на определенной глубине происходит смена типа осадка. Смена минерального состава донных отложений, отмечается либо изменением только абсолютных концентраций РЗЭ, либо также изменяется и тренд РЗЭ в пределах легких лантаноидов.

геохимия, донные отложения, озерные системы, редкоземельные элементы, Сибирь

## FEATURES REE DISTRIBUTION IN SEDIMENTS OF SMALL LAKES OF SIBERIA V.D. Strakhovenko

Work is devoted studying of regularities of distribution of REE in components of lake systems with various type of bottom sediments and on depth of profilea's concentration in its (in a time interval of 200 years) the small lakes of Siberia. As a result of the conducted researches it is established that nature of distribution of REE between components of lake system (the soil–a ground deposit–breeds of a bed of the lake) is same in various lake systems. The REE main carriers in terrigenous fraction of a deposit are accessory minerals, field spars, micas. Impurity of an organogenic or carbonate material reduces concentration of REE in ground deposits of lakes. In vertical cuts of bottom sediments of REE are distributed evenly, except for cores in which at a certain depth there is a change like a deposit. Change of mineral structure of ground deposits, is noted or change of only absolute concentration of REE, or also REE trend within light lanthanides also changes.

geochemistry, bottom sediments, lake systems, rare-earth elements, Siberia

Интенсивность питания каждого озера осадочным материалом определяется совместным действием четырех факторов: отношением площади, дренируемой водоемом, к площади самого водоема, климатом, петрографическим составом пород и рельефом водосборной площади. При формировании осадочных отложений в континентальных озерных системах происходит перераспределение элементов, приводящее как к их выносу, так и к накоплению. Материал, накапливающийся в донных осадках, поступает в континентальные водоемы в виде обломочного, органогенного, растворенного или взвешенного вещества [2, 7]. В малых озерах на фоне основного механического процесса

накопления терригенного материала реализуются два типа осадконакопления: в гумидных обстановках – сапропелевый, в аридных – самосадочно-эвапоритовый и органоминеральный. В работе получены новые оригинальные данные по содержанию и распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) в компонентах озерных экосистем (кернах донных отложений озер из разных ландшафтных зон Сибири, в почвах их водосборных площадей и горных породах, слагающих ложа озер). Исследованы особенности распределения и характера накопления РЗЭ по глубине керна при формировании различных типов донных отложений. Для группы РЗЭ характерно направленное изменение составов в гипергенных процессах, начиная с выветривания на суше, транспортировки в составе речной взвеси, процессов формирования состава РЗЭ воды с одной стороны и состава взвеси, осадков с другой [1, 3, 8, 9].

Цель работы – изучение закономерностей распределения РЗЭ в компонентах озерных систем с различным типом донных отложений и по глубине керна донных осадков (во временном интервале 200 лет) малых озер Сибири. Объекты исследования – озерные системы (39 озер) из разных ландшафтных зон Сибири: гумидной (18 озер), аридной (5) и семиаридной (11). В предгорном ландшафте исследовано пять озерных систем.

По происхождению озерных котловин изученные озера в основном относятся к суффозионным, тектоническим, термокарстовым. Вмещающие породы лож озер, представлены либо магматическими породами, либо осадочными. Геохимический состав терригенного материала донных накоплений малых озер соответствует составу размытых почв и горных пород площадей водосборов [5].

Керн донных осадков в изученных озерах имеет серо-зеленый или коричневый цвет, иногда запах сероводорода, высокую вязкость, массивную или орехово-скорлуповатую текстуру. В отложениях озер верхние слои в основном представлены сапропелем с существенной примесью алевропелитового или карбонатного материала. С глубиной (особенно с 25 см) резко убывает количество органического вещества. Установлено, что основными минералами донных отложений малых озер являются кварц, полевые шпаты – в терригенных илах, кальцит – в карбонатных. Среди второстепенных минералов отмечены гидрослюды, хлориты, пирит, амфиболы, доломит, арагонит. Акцессорные минералы представлены рутилом, цирконом, магнетитом, титанитом, ильменитом, апатитом и некоторыми другими [4]. Зольность осадков варьирует от 32 до 100 %. Влажность органоминеральных осадков достигает 98 %, а терригенных и карбонатных – 50 %. Донные отложения изученных озер сформировались в восстановительной обстановке. В основном на протяжении всего стратифицированного разреза минеральный состав осадков однородный, без видимой слоистости. В нескольких озерах выявлена резкая смена структуры и состава донных отложений в керне на разных глубинах, что также хорошо прослеживается по концентрациям в осадке макроэлементов (Ca, K, Na, Mg, Al, Si) по данным атомноабсорбционного анализа.

РЗЭ изучены нейтронно-активационным методом (НАА) в 78 пробах донных отложений, относящихся по химическому и минеральному составу к разным типам, в 24 пробах почв водосборных площадей озер и в 8 пробах пород, слагающих ложа озер.

Погрешность определения содержания составляет 5–15 %. РЗЭ определены в усредненных разрезах донных отложений озер, а также с различных глубин керна осадка в 21 озере. Основной способ представления аналитических данных по РЗЭ – графики «нормализации», на которых содержания РЗЭ в пробе сравниваются с распространенностью их в хондритах (нормализация по хондритам) [6].

Согласно полученным аналитическим данным средние содержания РЗЭ в однотипных донных отложениях озер из различных ландшафтных обстановок Сибири значимо не различаются [5]. Увеличение количества изученных проб различных компонентов малых озер из разных ландшафтных зон Сибири не внесло изменений в сделанное ранее заключение. Характер распределения РЗЭ в донных осадках озер различных минеральных типов одинаков и соответствуют тренду для верхней континентальной коры с наличием слабо выраженной отрицательной Еu аномалией и типичным обогащением легкими РЗЭ.

Изучение морфологии, фазового и химического состава образцов донных осадков исследуемых озер проводилось с использованием сканирующего электронного микроскопа MIRA 3 TESCAN, снабженного энергетическим спектрометром OXFORD XMAX 450+. Пелитовая и алевропелитовые фракции осадков наиболее представительны в изученных донных осадках озер (на них приходится в среднем до 90 % от общей массы обломочного материала). Установлено, что основными минералами этих фракций являются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит; второстепенными – мусковит, иллит и акцессорные минералы (циркон, моноцит, апатит, ильменит и др.) (рис. 1). Эти минералы и являются основным источником РЗЭ в донных осадках.



# Рис. 1. Фото донных отложений озер полученные с использованием сканирующего электронного микроскопа MIRA 3.

1 – рутил, 2 – кварц, 3 – роговая обманка, 4 – плагиоклаз, 5 – калевый полевой шпат, 6 – слюда, 7 – тонкодисперсная масса, состоящая из мельчайших зерен минералов (кальцита, иллита, хлорита) и органического материала, 8 – циркон, 9 – пиритовый фрамбоид, 10 – округлые зерна кальцита.

Характер распределения РЗЭ между компонентами озерной системы (почва – донный осадок – породы ложа озера) однотипен в различных озерных системах (рис. 2). Более низкие значения отношения Се/La для донных отложений и почв сравнительно с горными породами связаны с гидрогенными процессами преобразования минералов в процессе

выветривания, перемещения с водными и эоловыми процессами и осадконакопления. Примесь органогенного материала уменьшает концентрации РЗЭ в донных отложениях озер.



Рис. 2. Тренды нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ в различных компонентах озерных систем Сибири в сравнение с трендом верхней континентальной коры [10].

В вертикальных разрезах донных отложений РЗЭ распределены довольно равномерно, если не происходит смены минерального типа осадка (рис. 3). Если верхняя часть разреза представлена сапропелем, а с глубиной содержание ОВ в осадке уменьшается вплоть до полного исчезновения, то отмечается совпадение трендов содержаний РЗЭ в отложениях при значительно меньших их количествах в верхней части разреза. В случаях, когда на некоторой глубине (т. е. в какой-то временной момент) происходит смена минерального состава донных отложений, отмечается изменение либо только абсолютных концентраций РЗЭ, либо также и тренда РЗЭ в пределах легких лантаноидов (рис. 4).



Рис. 3. Тренды нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ в терригенном (OB менее 15 %), органо-терригенном (OB около 50 %) и органогенном (OB более 80 %) донных осадках с различной глубины разреза (до 10 см, 20–40 см и 40–80 см) [10].



Рис. 4. Тренды нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ в донных осадках озер со сменой минерального состава на различных глубинах разрезов [10].

В результате проведенных исследований установлено, что характер распределения РЗЭ между компонентами озерной системы (почва – донный осадок – породы ложа озера) однотипен в различных озерных системах. Основными носителями РЗЭ являются минералы обломочной фракции. Примесь органогенного или карбонатного материала уменьшает концентрацию РЗЭ в донных отложениях озер.

По вертикальному разрезу кернов донных отложений исследованных озер содержание РЗЭ не изменяется за исключением кернов, в которых на определенной глубине происходит смена химического и минерального типа осадка. Смена типа донных отложений отмечается либо изменением только абсолютных концентраций РЗЭ, либо также и тренда РЗЭ в пределах легких лантаноидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 13-05-00341a и интеграционного проекта СО РАН № 125.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М., «Наука», 1976. 267с.

2. <u>Вах Е.А.</u>, Харитонова Н.А. Геохимия и распределение редкоземельных элементов в подземных водах и водовмещающих породах Фадеевского месторождения минеральных вод // Региональная геология и металлогения, 2010. № 43. С. 106–113.

3. <u>Интерпретация</u> геохимических данных: Учеб. Пособие / Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиринг, 2001. 288 с.

4. <u>Страховенко В.Д.</u>, Восель Ю.С. Минералого-геохимические исследования современных осадков малых озер Сибири// «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории» Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. III. С. 166–169.

5. <u>Страховенко В.Д.</u>, Щербов Б.Л., Маликова И.Н. и др. Закономерности распределения радионуклидов и редкоземельных элементов в донных отложениях озер различных регионов Сибири // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. С. 1501–1514.

6. <u>Тейлор С.Р.</u>, Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

7. <u>Холодов В.Н.</u> Геохимия осадочного процесса / Отв. ред. Ю.Т. Леонов, М.: ГЕОС, 2006. 608 с

8. <u>Шатров В.А.</u> Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования осадочных пород палеозоя-мезозоя (на примере осадочного чехла Воронежской антеклизы) // Осадочные процессы, седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование). Материалы 4-ого Всеросс. литологич. совещания, Москва, 7-9 ноября 2006, М. ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 385–388.

9. <u>Aubert D.</u>, Stille P., Probst A. REE fractionation during granite weathering and renewal by waters and suspended leads: Sr and Nd isotopic evidence // Geochem and cosmochem. Acta, 2001. V. 65. N 3. P. 387–406.

10. <u>Boynton W.V.</u> Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Ed. Henderson P. Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.

## ТЕХНОГЕННЫЕ РАДИОНУКЛИДЫ В АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ТОМЬ

#### Ф.В. Сухоруков, М.С. Мельгунов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

Деятельность Сибирского химического комбината (СХК), особенно в 60-е годы до организации подземного захоронения жидких радиоактивных отходов (ЖРО), приводила к радиоактивному загрязнению многих компонентов окружающей среды (ОС) пойм рек Томь и Обь. После захоронения в 60-е годы ЖРО загрязнение осуществлялось путем сброса охлаждающих вод реакторов и утечки радионуклидов из отстойников. Загрязнялись вода, водная растительность, рыба, донные осадки и почвы на затапливаемых частях берегов и островов. Это загрязнение значительно превышает глобальное, в его составе кроме гамма-излучающих Cs-137, Cs-134, Eu-152, Eu-154, Co-60 наблюдаются изотопы Ри и Sr-90. Оно прослеживается до устья Томи и на десятки и сотни километров по течению Оби [5, 10, 11, 12, 13]. В работе представлены обобщенные данные по распределению техногенных радионуклидов в донных отложениях реки Томь, в нижнем ее течении, ранее опубликованные в работах [7, 8, 9].

аллювиальные отложения, радиоактивное загрязнение, техногенные радионуклиды, река Томь

## ARTIFICIAL RADIONUCLIDES IN ALLUVIAL DEPOSITS IN DOWNSTREAM OF THE RIVER TOM'

#### F.V. Sukhorukov, M.S. Melgunov

Alluvial deposits in river bed section of the downstream of the river Tom' are contaminated by artificial radionuclides at the expense of discharges of SCPP. This pollution considerably exceeds global values. Besides gamma-emitting Cs-137, Cs-134, Eu-152, Eu-154 and Co-60 plutonium isotopes and 90Sr are presented. Traces of this pollution are observed up to Tom' estuary and further tens and hundreds kilometers Ob downstream [5, 10, 11, 12, 13]. The generalized data on distribution of artificial radionuclides in bottom deposits of the river Tom', in its downstream, earlier published [7, 8, 9] are presented in this work.

alluvial deposits, radioactive contamination, artificial radionuclides, the river Tom'

## ПРОБООТБОР ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ВОДЫ, МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОНУКЛИДОВ

При отборе донных осадков использовался пробоотборник из нержавеющей стали с вакуумным затвором конструкции НПО «Тайфун» диаметром 84 мм и длиной не менее 500 мм, позволяющий извлекать илистые сильнообводненные и песчанистые осадки. Пробы воды для определения изотопов Pu отбирались в объеме 100 литров, подкислялись очищенной HNO<sub>3</sub> до pH=2 и в них вводился «трассер» – <sup>242</sup>Pu. В полевых условиях проводилось предварительное концентрирование плутония путем соосаждения с гидроокислами железа. Полученный концентрат в дальнейшем подвергался лабораторной обработке и анализу. Пробы воды для определения <sup>90</sup>Sr отбирались в объеме 20 литров. В полевых условиях проводилось его предварительное концентрирование путем осаждения с

кальцием. После выпадения осадка раствор декантировался. Полученный концентрат в объеме 5 литров в дальнейшем подвергался лабораторной обработке и анализу.

Анализ гамма-излучающих радионуклидов в донных отложениях проводился в ИГМ CO PAH методом полупроводниковой у-спектрометрии с использованием полупроводниковых детекторов (ППД): коаксиального HPGe ППД EGPC 20-1.8/SHF 00-30 с относительной эффективностью регистрации 20 % (Франция) и коаксиального Ge(Li) ППД ДГДК-100В с относительной эффективностью регистрации 10 % (ИФТП, г. Дубна). Определение изотопов Ри и <sup>90</sup>Sr проводилось после процедуры радиохимической пробоподготовки, соответственно [4] и [2, 3]. Определение изотопов плутония в воде проводилось в соответствии с методиками, изложенными в работах [4, 14]. При определении содержания <sup>90</sup>Sr в воде приготовленный в полевых условиях раствор-концентрат фильтровался. Полученный в результате карбонатный осадок вместе с фильтром подвергался дальнейшей обработке по стандартизованной методике.

Изотопы Ри измерялись на  $\alpha$ -спектрометре 7184 формы Eurisys Mesures (Франция) с кремниевым низкофоновым полупроводниковым детектором BLUS-300 площадью 300 мм<sup>2</sup> с разрешением < 20 кэв. Определение <sup>90</sup>Sr проводилось с использованием низкофоновой установки на основе бета-радиометра РУБ-01П. Для определения форм нахождения изотопов Ри в донных отложениях проводилось последовательное выщелачивание проб различными растворами по методикам, подробно изложенным в работах [1]. Для эксперимента отбирались навески проб массой 5 гр., соотношение образец/раствор = 1/10. Всего выделялось шесть фракций: 1 – обменная, 2 – карбонатная, 3 – полуторные оксиды и гидроксиды Fe, Mn, 4 – органическая, 5 – аморфные силикаты и 6 – неразложившийся остаток.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

B настояшей работе представлены результаты, основанные на изучении распределения техногенных радионуклидов в кернах донных отложений, расположенных в нижнем течении р. Томь. Схема расположения точек пробоотбора приведена на рисунке 1. Распределение гамма-излучающих радионуклидов изучено в левяти. а <sup>90</sup>Sr. <sup>238</sup>Pu и <sup>239+240</sup>Pu – в шести кернах донных отложений разной мощности, но всегда опробованных до гальки или сильно уплотненных слоев. Две точки находятся в р. Томь выше по течению устья Ромашки, из них один (ЧД113) принят за фоновый, т.к. он отобран значительно выше по течению Томи, у нового моста г. Томска; второй (ЧД103) – в трех км выше по Томи, куда изотопы Ри и <sup>90</sup>Sr от СХК могли попасть только воздушным путем. Точки ЧД8, ЧД9, ЧД13 и ЧД16 являются сквозными: в них проведено определение как гамма-излучающих, так и <sup>90</sup>Sr и изотопов Ри. Точки ЧД5 и ЧД9 характеризуют осадки устья р. Ромашка. Несколько кернов отобраны в Чернильщиковой протоке Томи: ЧД8 в 500 метрах от ЧД9; ЧД13 в 15 метрах от середины о-ва Чернильщиков; ЧД16 и ЧД18 – вблизи ухвостья о-ва Еловый; ЧД17, ЧД19, ЧД22 – вдоль берега о. Исаевский; ЧД21, ЧД112, ЧД110 – ниже п. Самусь вплоть до приустьевой расти Томи.



Рис. 1. Схема расположения точек пробоотбора донных отложений и воды в нижнем течении реки Томь.

Среди указанных разрезов техногенными радионуклидами, включая и плутоний и <sup>90</sup>Sr, наиболее загрязнены донные осадки устья р. Ромашка (ЧД9, ЧД5) и Чернильщиковой протоки Томи (ЧД8). Результаты определения техногенных радионуклидов в этих разрезах приведены на рисунках 2–4.



Рис. 2. Вертикальное распределение гамма-излучающих радионуклидов в колонках донных отложений, расположенных в устье реки Ромашка (ЧД9, ЧД5) и Чернильщиковой протоке (ЧД8). Данные приведены в пересчете на 2005 года.



Рис. 3. Вертикальное распределение <sup>90</sup>Sr, <sup>239+240</sup>Pu и <sup>238</sup>Pu в колонках донных отложений, расположенных в устье реки Ромашка (ЧД9), Чернильщиковой протоке (ЧД8) и в р. Томь у города Северск (ЧД103). По <sup>90</sup>Sr приведены данные 2006 года, по изотопам плутония – 2009–2010 гг.



Рис. 4. Вертикальное распределение гамма излучающих радионуклидов в колонках донных отложений нижнего течения р. Томь: Исаевские острова (ЧД19, ЧД22), о. Кижеровский (ЧД21, ЧД112), о. Лобазин (ЧД110). Данные 2001 года.

Из рисунков видно, что наиболее загрязнены техногенными радионуклидами донные отложения в центре русла р. Ромашка около 100 м от устья вверх по течению (ЧД9). Здесь в
верхних 10 см илистого осадка обнаружено максимальное количество (1848 Бк/кг) <sup>60</sup>Со глубже обнаруживается волнообразное его убывание. Такая же картина вертикального распределения наблюдается и для изотопов Eu и <sup>134</sup>Cs. <sup>137</sup>Cs равномерно распределен по всей глубине колонки и в среднем его количество равно 238 Бк/кг. Для всех изотопов характерно уменьшение их количеств в интервале 12–16 см, представленном, в основном, песком. В верхних 3 см разреза присутствует в достаточно больших количествах <sup>46</sup>Sc (>130 Бк/кг), однако, глубже его количество резко уменьшается вплоть до полного отсутствия. На рисунке 3 показано вертикальное распределение <sup>239+240</sup>Pu и <sup>238</sup>Pu в этой же колонке. Видно неравномерное синхронное распределение изотопов Pu по разрезу с общей тенденцией снижения их содержаний с глубиной. Величина соотношения <sup>238</sup>Pu/<sup>239+240</sup>Pu колеблется от 0,01 до 0,023 (в среднем составляет 0,017). Обращают на себя внимание высокие удельные активности изотопов Pu по всему разрезу, включая и самые нижние горизонты на глубине 30-34 см. Наличие значительных количеств изотопов Pu по всему разрезу ЧД9 свидетельствует о постоянном и почти равномерном их поступлении в осадки во время формирования последних.

Донные отложения в устье р. Ромашка (ЧД5) характеризуются наличием всех гаммаизлучающих изотопов обнаруженных в колонке ЧД9, с теми же закономерностями вертикального распределения, но в заметно меньших количествах. Исключение составляет <sup>137</sup>Cs, количество которого также убывает вниз по колонке, но видно его накопление в верхних двух сантиметрах осадка до 1530 Бк/кг.

Совершенно другое распределение и количество изотопов наблюдается в колонке, взятой в Чернильшиковой протоке недалеко от устья р. Ромашка (ЧД8). В ней значительно меньше  ${}^{60}$ Со и  ${}^{154}$ Еи, практически следы  ${}^{46}$ Sc и  ${}^{134}$ Сs проявленные только в самом верхнем сантиметровом слое. А вот <sup>137</sup>Cs содержится практически во всех 14 сантиметрах, кроме верхнего и самого нижнего, от 1085 до 2964 Бк/кг, что указывает на резкое осаждение его при смешении вод Ромашки с водами Томи (геохимический барьер). Аналогичная картина (см. рис. 3) наблюдается и для изотопов Ри. Видно резкое обогащение плутонием интервала 3-12 см. достигающее в среднем 169 Бк/кг (98,6-226,9 Бк/кг) <sup>239+240</sup>Ри и 3,6 Бк/кг (1,65-4,47 Бк/кг) <sup>238</sup>Ри. Значительно меньшее количество плутония обнаружено в колонке глубже 12 см, при общей мощности отобранного осадка в 27 см. Такое распределение плутония в разрезе коррелирует с распределением <sup>137</sup>Cs, который резко накапливается в том же интервале. Для <sup>90</sup>Sr геохимический барьер также проявляется, хотя и менее контрастно. Вероятно, соосаждению <sup>137</sup>Cs, изотопов Ри и <sup>90</sup>Sr осадками Томи способствуют не только разные температуры и состав вод, но и значительное количество сорбирующих его тонких минералов, привносимых Томью. Точка ЧД8, вероятно, взята в области контакта вод. А вот <sup>60</sup>Со ведет себя прямо противоположно. Он накапливается в т. ЧД9, а в колонке ЧД8 его значительно меньше.

Распределение изотопов Ри по химическим фракциям в донном осадке горизонта 9/22 колонки ЧД9 приведено на рисунке 5. Видно, что более 80 % их количества здесь приходится на неразложившийся остаток. В донных же отложениях колонки ЧД8 <sup>239+240</sup>Pu и <sup>238</sup>Pu резко разделены по формам нахождения (рис. 6). Так, в объединенном образце 8/4+8/7,

как и в ЧД9, больше 80 %  $^{239+240}$ Ри сосредоточено в неразложившемся остатке, а  $^{238}$ Ри сконцентрирован более чем на 90 % в органической фракции. Дополнительные исследования образцов колонки ЧД8 (8/11, 8/12, 8/15, 8/16, 8/17) показали, что разделение изотопов  $^{238}$ Ри и  $^{239+240}$ Ри наблюдается во всех. Общей особенностью является преимущественное накопление  $^{239+240}$ Ри в неразложившемся остатке (от 62 % до 85 %), а  $^{238}$ Ри в других фракциях. Как и в пробе ЧД8/4 + ЧД8/7, в образце ЧД8/16 изотопы Ри разделились между неразложившимся остатком ( $^{239+240}$ Ри – 74,6 %) и органической фракцией ( $^{238}$ Ри – 86 %). В пробе ЧД8/11 во всех фракциях, кроме неразложившегося остатка, содержание  $^{238}$ Ри превышает содержание  $^{239+240}$ Ри. В пробе ЧД8/12  $^{238}$ Ри сосредоточен в обменной фракции (55,6 %).



Рис. 6. Распределение изотопов Ри по химическим фракциям донных отложений в Чернильщиковой протоке р. Томь (ЧД8).

Содержание изотопов Ри в пробе, подвергнутой фракционированию.

В принятых нами за фоновые донных отложениях Томи (ЧД113, табл. 1) среднее содержание <sup>239+240</sup>Ри достигает 0,25 Бк/кг, а <sup>238</sup>Ри – 0,22 Бк/кг, что близко к обще сибирскому глобальному фону. Результаты анализа содержаний <sup>90</sup>Sr в донных отложениях в этой точке показывают достаточно низкие (1,2-2,3 Бк/кг) удельные активности этого радионуклида по всей изученной глубине колонки (0-19 см), что также значительно меньше, чем в отложениях р. Ромашка (т. ЧД9) и Чернильшиковой протоки р. Томь (т. ЧД8). Изотопы Ри в донных отложениях р. Томь у г. Северска (т. ЧД103) содержатся в значительно меньших количествах, чем в точках ЧД8 и ЧД9, но выше, чем в точке ЧД113 (см. рисунок 3). Здесь максимальные количества <sup>239+240</sup>Ри сосредоточены в верхних 10 см, где его среднее содержание равно 0,94 Бк/кг, что значительно больше общесибирского фона. Нижняя половина разреза (до глубины 21 см) содержит заметно меньше <sup>239+240</sup>Ри. Содержания <sup>238</sup>Ри по всему разрезу очень низкие и близки к пределу обнаружения метода. Они лежат в диапазоне 1,7-6,4 Бк/кг, при среднем значении 3,6 Бк/кг, и близки к принятым за фоновые значениям. Однако, в трех верхних и в самом нижнем (103/21) горизонтах обнаруживаются значительно более высокие активности <sup>90</sup>Sr. Подобная картина наблюдается не только для <sup>90</sup>Sr, но и для изотопов Pu [7, 8]. Местоположение точки ЧД103 (значительно выше по течению Томи от устья р. Ромашка) делает возможным предположение о воздушном пути поступлении <sup>90</sup>Sr в расположенные здесь донные отложения.

N⁰	Шифр пробы	Интервал, см	<sup>239+,240</sup> Pu	<sup>238</sup> Pu	<sup>90</sup> Sr
Чернильщикова протока р. Томь (точка ЧД13, данные 2008 года)					
1	ЧД13/(1-4)	0–4	0,63	0,62	2,4
2	ЧД13/(5-7)	4–7	0,13	0,35	0,5
3	ЧД13/(8-9)	7–12	0,05	0,28	1,7
Ухвостье острова Еловый (точка ЧД16, данные 2008 года)					
1	ЧД16/(1-10)	0-10	3,3	1,3	0,2
2	ЧД16/(11-15)	10–25,5	5,6	0,67	15,0
3	ЧД16/(16-20)	25,5–40	5,5	0,6	2,4
Фоновый участок р. Томь у Нового моста (точка ЧД113, данные 2009 года)					
1	113 (1 – 10)	0–10	0,17	0,17	2,1
2	113 (11 – 15)	10–20	0,39	0,39	1,2
3	113 (16 – 19)	20–30	0,20	0,11	2,3

Таблица 1. Результаты определения удельной активности изотопов Pu и <sup>90</sup>Sr (Бк/кг) в донных отложениях р. Томь.

Колонка ЧД13 характеризует донные отложения в 15 метрах от середины правого берега о-ва Чернильщикова (около 2 км от устья р. Ромашка). В ней только в верхнем сантиметре присутствует <sup>137</sup>Cs (70,2 Бк/кг) и <sup>60</sup>Co (156,4 Бк/кг), а глубже только <sup>60</sup>Co (23–25 Бк/кг). Точка ЧД16, характеризующая донные отложения правого берега ухвостья южного о-ва системы Исаевских островов отстоит от устья Ромашки на 8 км вниз по течению Чернильщиковой протоки Томи. Отложения здесь имеют мощность 40 см и содержат так же

только <sup>137</sup>Cs и <sup>60</sup>Co с противоположным вертикальным распределением и в более значительных количествах, чем в колонке ЧД13.

Плутоний и <sup>90</sup>Sr в колонках ЧД13 и ЧД16 определены в трех объединенных пробах, представляющие собой смесь исходного материала соответственного количества одно сантиметровых горизонтов (см. табл. 1). Видно, что т. ЧД13 основное количество плутония сосредоточено в верхних 4-х сантиметрах осадка. В нижних 8-ми сантиметрах при общем уменьшении количества плутония доминирует <sup>238</sup>Pu. Соотношение <sup>238</sup>Pu/<sup>239+240</sup>Pu в этой колонке донных отложений необычно высокое и растет с глубиной от 0,98 до 5,6.

Донные отложения в т. ЧД16 содержат значительно больше Pu, чем донные осадки в точке ЧД13, расположенной ближе к источнику его поступления. Причину этого можно видеть в песчанистости осадка ЧД13, которая обусловлена близостью берега о-ва Чернильщикова, размыв которого разубоживает привносимый материал, обогащенный радионуклидами. В точке ЧД16 он представлен более тонкозернистым материалом.

Данные, приведенные в таблице 1, показывают, что только в объединенной пробе  $4\Pi/6/(10-15)$  в среднем горизонте (10–25,5 см) удельная активность <sup>90</sup>Sr значительно превышает таковую для фоновой пробы (4Д113, в среднем 1,87 Бк/кг), достигая величины 15,0 Бк/кг. В остальных пробах этих донных отложений активности <sup>90</sup>Sr близки к фоновым значениям. Встает вопрос об источнике такого аномального значения. Можно предположить, что он имеет ту же природу, что и в случае аномальных концентраций <sup>90</sup>Sr, наблюдаемых в некоторых пробах колонки донных отложений 4Д103 (см. рис. 3). В любом случае, можно предположить, что в точках, расположенных в удалении от правого берега Томи, даже в непосредственной близости от устья р. Ромашка (т. 4Д13), не говоря уже о более удаленных (т. 4Д16), влияние СХК на загрязнение донных отложений Томи радиостронцием минимально.

На рисунке 4 приведены графики вертикального распределения  $^{60}$ Co,  $^{134}$ Cs,  $^{137}$ Cs и  $^{152}$ Eu в колонках донных отложений, отобранных в р. Томь вблизи правого ее берега, ниже по течению от устья р. Ромашка. Видно, что в донных отложениях Томи у о-ва Исаевский и до головы о-ва Лобазин из гамма-излучающих изотопов присутствуют только  $^{60}$ Co и  $^{137}$ Cs. Их вертикальное распределение в колонках достаточно равномерно, что свидетельствует об их стабильном поступлении в осадки по времени и по количеству. Исключение составляет колонка ЧД22, в которой количество  $^{137}$ Cs колеблется от 84 до 205 Бк/кг. Это может быть связано с его привносом на взвесях при размыве донных отложений, обогащенных им (т. ЧД8). Об этом свидетельствуют и повышенные содержания всех радионуклидов в колонке в интервале 4–7 см.

Далее вниз по течению Томи: середина (ЧД21), ухвостье (ЧД112) о-ва Кижировский и голова о-ва Лобазин (ЧД110) в осадках обнаруживаются только <sup>137</sup>Сs и <sup>60</sup>Со в сопоставимых количествах и по всему разрезу. Убывание изотопов Еu вниз по течению реки Томи, вероятно, являются общим для сбросов комбинатов ЯТЦ, так аналогичную картину распределения их авторы наблюдали в аллювиальных образованиях и на Енисее [6]. Отметим, что результаты наших исследований по распространенности радионуклидов в донных отложениях во многом соответствуют выводам, сделанным Рихвановым [5], но есть

и различия в части распределения <sup>60</sup>Co, <sup>137</sup>Cs и <sup>152</sup>Eu. Они связаны с разными методами опробывания и местами взятия проб. Судя по наличию во многих профилях короткоживущих изотопов пробы в работе [5] характеризуют верхний слой осадков, а взяты они в каждом профиле только у правого берега Томи.

<u>Изотопы Ри и <sup>90</sup>Sr в воде.</u> Данные по изотопам Ри и <sup>90</sup>Sr в воде Томи ниже СХК характеризуют протоку между о-вом Кижировским и правым ее берегом у северной части п. Самусь (т. В3, рис. 1) и в 500 метрах от устья реки Томь при слиянии ее с Обью (т. В2). Пробы воды были отобраны в августе 2007 года. Вода у п. Самусь (В3) содержала  $25,8 \times 10^{-5}$  Бк/л <sup>239+240</sup>Pu и  $< 2 \times 10^{-5}$  Бк/л <sup>238</sup>Pu, а в устье Томи (В2)  $4,1 \times 10^{-5}$  Бк/л и  $< 1,3 \times 10^{-5}$  Бк/л соответственно. Это значительно превышает рекомендуемый глобальный фон для природных вод ( $1 \times 10^{-5} - 1 \times 10^{-6}$  Бк/л <sup>239+240</sup>Pu [4]). Из этого следует, что в воде р. Томь на всем ее протяжении от устья р. Ромашка до слияния с Обью ( $\approx$ 41 км) содержится <sup>239+240</sup>Pu в количествах, превышающий глобальный фон в 4–26 раз. Содержания <sup>90</sup>Sr в нефильтрованых пробах составили 2 Бк/м<sup>3</sup> и 10 Бк/м<sup>3</sup> в точках В2 и В3, соответственно.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пространственное и вертикальное распределение в колонках донных отложениях рек Ромашка, Томь и Обь указывает на длительное поступление в реку Томь широкого спектра техногенных радионуклидов, включая короткоживущие, источником которых был СХК. Смешение вод рек Ромашка и Томь приводит к резкому обогащению донных осадков  $^{137}$ Cs, изотопами Рu и реже  $^{90}$ Sr, что напрямую указывает на наличие локального геохимического барьера. В силу разного гранулометрического, минерального состава и разного содержания органики в донных осадках, а также их динамичности отмечается мозаичное пространственное распределение в них радионуклидов по ширине реки с общей тенденцией их уменьшения вниз по течению Томи. Фоновое содержание техногенного  $^{137}$ Cs в донных отложениях не превышает его глобальную распространенность.

Установлены высокие содержания Pu (более 20 Бк/кг) в донных отложениях Чернильщиковой протоки Томи (точка ЧД8) вблизи устья р. Ромашка и в донных отложениях устья р. Ромашка (ЧД9) (от 22 до 99 Бк/кг). В существенно меньших количествах плутоний обнаруживается в донных отложениях ниже по течению в Чернильщиковой протоке Томи и в Томи выше по течению, у г. Северска.

Обращает на себя внимание разный характер распределения изотопов Ри в химических фракциях в реке Ромашка (ЧД9) и недалеко отстоящей точке (ЧД8) Чернильщиковой протоки. В ЧД8 установлено почти полное разделение изотопов <sup>238</sup>Pu и <sup>239+240</sup>Pu по химическим фракциям. Эксперимент по химическому фракционированию показал существенно разные соотношения во фракциях изотопов Pu при одном неизменном факте – <sup>239+240</sup>Pu связан в значительной мере (от 62 % до 85 %) с неразложившимся остатком. В пробах 8/11 и 8/12 <sup>238</sup>Pu тяготеет к подвижным (1–3) фракциям. В пробах 8/16 и 8/4+8/7 86 % и 90 % с лишним его количества связано с органической фракцией.

Для выбранного нами фонового участка (т. ЧД113) установлено, что содержания <sup>90</sup>Sr в верхних горизонтах (0–19 см) донных отложений входят в диапазон 1,2–2,3 Бк/кг при среднем значении 1,87 Бк/кг.

Только донные отложения в р. Ромашка (т. ЧД9) и близко к ней расположенные в Чернильщиковой протоке (т. ЧД8), а так же верхние (0–10 см) и нижний горизонты в точке ЧД103 заметно обогащены <sup>90</sup>Sr, активность которого здесь более чем на порядок превосходит «фоновые» значения для донных отложений. В остальных случаях содержания <sup>90</sup>Sr близки к последним.

Содержание плутония в воде Томи на значительном ( $\approx 41$  км) расстоянии от СХК в 2007 году в 4-26 раз превышало величину рекомендуемого глобального фона ( $1 \times 10^{-5} - 1 \times 10^{-6}$  Бк/л), что свидетельствовало о продолжающемся на то время его поступлении в растворенном или на тонких взвесях виде. В воде Кижировской протоки (т. В3) и устья р. Томь (т. В2) в это же время обнаруживался <sup>90</sup>Sr в количествах 10 и 2 Бк/м<sup>3</sup> соответственно, что указывает на его присутствие в воде в растворенном виде или на мелкодисперсной взвеси. Таким образом, общее количество <sup>90</sup>Sr в воде на участке п. Самусь – устье Томи снижается в 5 раз, достигая фоновых значений.

Авторы благодарят за помощь в проведении полевых работ к.б.н. А.В. Торопова, к. гм.н. С.И. Ковалева, А.В. Чугуевского, аналитиков И.В. Макарову, В.С. Пархоменко. Работа выполнена при моральной поддержке профессора Л.П. Рихванова.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Бондарева Л.Г.</u>, Болсуновский А.Я., Сухоруков Ф.В. и др. Оценка миграционной способности трансурановых радионуклидов (<sup>241</sup>Am, изотопов Pu) и <sup>152</sup>Eu в донных отложениях р. Енисей методом химического фракционирования: модельные эксперименты. //Радиохимия, 2005, т.47, №4, с. 379 – 384.

2. <u>Инструкция</u> и методические указания по оценке радиационной обстановки на загрязненной территории. Принята Методической секцией Межведомственной комиссии по радиационному контролю природной среды при Госкомгидромете СССР 17.03.1989 г.

3. <u>Методика</u> выполнения измерений удельной активности стронция-90 (<sup>90</sup>Sr) в пробах почв, грунтов, донных отложений бета-радиометрическим (спектрометрическим) методом с радиохимическим выделением. Инструкция НСАМ № 473-ЯФ. Москва, ВИМС, 2000-2003.

4. <u>Методика</u> определения плутония – <sup>239,240</sup>Ри в пробах материалов оружающей среды с радиохимическим концентрированием на альфа – спектрометре МВИ01 – 5/95. Обнинск, НПО «Тайфун», 1995 г. 25 с.

5. <u>Рихванов Л.П.</u> Общие и региональные проблемы радиоэкологии. Издательство ТПУ, Томск, 1997. 384 с.

6. <u>Сухоруков Ф.В.</u>, Дегерменджи А.Г., Белолипецкий В.М. и др. Закономерности распределения и миграции радионуклидов в долине реки Енисей. Изд-во СО РАН «Гео», Новосибирск, 2004. с. 287.

7. <u>Сухоруков Ф.В.</u>, Мельгунов М.С., Макарова И.В. и др. Стронций-90 в пойме нижнего течения реки Томь // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Материалы IV Международной конференции (Томск, 4-8 июня 2013 г.). Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. С. 501–506.

8. <u>Сухоруков Ф.В.</u>, Мельгунов М.С., Чугуевский А.В. и др. Распространенность и формы нахождения изотопов плутония в пойме нижнего течения реки Томь (зона влияния Сибирского химического комбината) // Тяжелые металлы и радионуклиды в окружающей среде. Материалы VII Международной научно-практической конференции. Семей-Казахстан, 2012. Т. 2. С. 281–291.

9. <u>Сухоруков Ф.В.</u> Мельгунов М.С. Чугуевский А.В. Гамма-излучающие радионуклиды в почвах и донных осадках поймы нижнего течения реки Томь // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Материалы III Международной конференции, г. Томск, 23-27 июня 2009 г. Томск: STT, 2009. С. 573–580.

10. <u>Торопов А.В.</u> Влияние радиоактивных сбросов СХК на качество воды реки Томь. Материалы международной научно-практической конференции «горно-геологическое образование в Сибири». Томск, 2001. С. 194–196.

11. <u>Торопов А.В.</u>, Зубков Ю.Г. Радиоактивное загрязнение рек Томь и Ромашка. Труды II совещания «Экология пойм Сибирских рек и Арктики». Томск, 2000. С. 5.

12. <u>Торопов А.В.</u>, Зубков Ю.Г., Котова О.П. К вопросу о биогеохимической миграции техногенных радионуклидов в районах сброса сточных вод ПЯТЦ. Материалы I международной научно-практической конференции «Медицинские и экологические эффекты ионизирующей радиации». Северск – Томск, 2001. С. 152–153.

13. <u>Цибульчик В.М.</u>, Маликов Ю.И., Аношин Г.Н. <sup>137</sup>Сѕ и тяжелые металлы в донных отложениях р. Обь. Труды II совещания «Экология пойм Сибирских рек и Арктики». Томск, 2000. С. 131–136.

14. <u>Тишкова Н.А.</u>, Иванова Л.М., Гаврилов В.М. Радиохимический метод определения плутония в природной воде. // Радиохимия, 2002. Т. 44. № 2. С. 180–184.

УДК 553.41

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИРБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.В. Татаринов, Л.И. Яловик, В.Ф. Посохов

Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

Месторождение представлено серией сближенных рудных зон, которые приурочены к крутопадающим тектоническим нарушениям, рассекающим шарьяжный покров. Они сложены возникли динамометаморфитами преимущественно милонитовой фации, которые по высокомагнезиальным вулканитам основного состава Келяно-Ирокиндинского фрагмента Байкало-Муйского зеленокаменного пояса рифейского возраста, принадлежащим к бимодальной базальтриолитовой серии келянской свиты верхнего рифея. Выделены два основных промышленных минеральных типа рудной минерализации: золотохалькопирит-пирит-кварцевый И золотосереброборнит-халькопирит-кварцевый. Формирование рудообразующей системы месторождения связано с деформационно-метаморфическими событиями кембрийского, девонского и каменноугольного периодов.

месторождения, благородные металлы, рудообразующая система, динамометаморфизм, рудные минералы, минеральные типы, генезис

## FORMATIONAL FEATURES OF THE IRBINSKY DEPOSIT OF PRECIOUS METALS (WESTERN TRANSBAIKALIA)

#### A.V. Tatarinov, Y.L. Yalovik, V.F. Posohov

The field envelopes a series of ore zones that are pulled together confined to the steeply dipping tectonic faults cutting the shariage cover. They consist of dynamometamorphic rocks of mainly milonite facies arisen on high-magnesian basic vulcanite of the Kelyan-Irokinda fragment of the Riphean Baikal-Muya greenstone belt. These basalts belong to the bimodal basalt-rhyolitic series of the Upper Riphean Kelyan Formation. Two main industrial mineral types of ore mineralization have been distinguished: the gold-chalcopyrite-quartz and gold-silver-bornite-chalcopyrite-quartz ones. Formation of the oreforming system of the field is associated with deformation and metamorphic events in the Cambrian, Devonian and Carboniferous periods.

fields, precious metals, ore-forming system, dynamic metamorphism, ore minerals, mineral types, genesis

Рудоконтролирующая структура Ирбинского месторождения (Муйский рудный район) определяется приуроченностью оруденения к тектонической сдвиговой зоне субмеридионального простирания, рассекающей шарьяжный покров (рис. 1). Она является частью одноименной рудоносной зоны, которая по морфологии и строению может быть отнесена к автокластическому линзовидно-пластинчатому меланжу, в свою очередь, заложенному на рифтогенной структуре Келяно-Ирокиндинского фрагмента Байкало-Муйского зеленокаменного пояса рифейского возраста [1]. Геологами-поисковиками Ирбинская золотоносная зона рассматривалась как мощная (600–1200 м) жильная зона субмеридионального простирания, протяженностью около 6 км, с крутым (50–60°) падением на запад-юго-запад. Слагающие зону породы отнесены к подвергнутым региональному

метаморфизму зеленосланцевой фации вулканитам келянской свиты. Они дислоцированы девятью крутопадающими субпараллельными разрывами, К которым приурочены маломощные (0,2-0,8 м) кварцевые жилы и крупные (0,05-0,15 м) прожилки рудных зон, являющиеся объектами поисков и оценки. Считается, что выделенные золоторудные зоны представлены бурошпатовыми метасоматитами («березитоподобными И лиственитоподобными сидеритизированными»), наложенными на метавулканиты основного состава (зеленые альбит-хлоритовые, альбит-эпидот-хлоритовые сланцы или порфиритоиды) и содержащими рудные кварцевые жилы, прожилки, зонки сульфидизации.



# Рис. 1. Ирбинская золотоносная зона. Геологический разрез (на основе карты Н.П. Андреева м-ба 1:100 000, с изменениями и дополнениями авторов).

1- четвертичные отложения; 2- катаклазиты и милониты по переслаивающимся вулканитам основного и кислого состава бимодальной серии верхнего рифея, относимой к келянской свите; 3 – граниты роговообманковые; 5гнейсограниты; 6габбро-диабазы; 4 – рудные зоны динамометаморфитов с прожилково-вкрапленным И кварцево-жильным типами благороднометалльной минерализации; 7 – прогнозируемая рудная зона в подошве шарьяжа; 8 – надвиги; 9 – сбросы; 10 – наиболее продуктивная и детально изученная рудная зона № 4.

По нашим данным, динамометаморфический комплекс рудных зон Ирбинского месторождения, как и соседней Самокутской коллизионной зоны, образовал по первичным высокомагнезиальным базитам пикрит-коматиит-толеитовой серии зеленокаменного пояса, геохимически специализированным на благородные металлы, частично вольфрам и редкие земли. Среди пород, слагающих Ирбинскую тектоническую зону, распространены амфиболиты, содержащие шлировые обособления эпидота, мелкого агрегатного граната в ассоциации с лейкоксеном и рутилом. Первичной породой рассматриваемых амфиболитов является пироксенитовый коматиит. В зонах сдвиговых деформаций амфиболиты превращаются в рудоносные обуглероженные динамосланцы (милониты) серицит-кварцальбитового состава с сульфидами и фукситсодержащие карбонатные породы. Более широко развиты милонитизированные базальтовые метакоматииты, сложенные мелкими (0,05–0,1 мм) зернами андезин-олигоклаза, актинолита, хлорита. В их массе выделяются более

крупные (0,1–0,4 мм) индивиды эгирин-авгита, ситовидного магнетита и сдвойникованного олигоклаза. Базальтовые коматииты сначала замещаются магнетит-сидеритовыми, кварцмагнетитовыми агрегатами, иногда золотосодержащими (рис. 2), с реликтовыми пироксенами (феррогиперстен, клиноферросилит), а затем превращаются в тремолитслюдисто-сидеритовые лиственитоподобные динамометаморфиты (сидерит 70 %, фенгитмусковит 10 %, тремолит 5–7 %), а также в бурые массивные породы с редкими тонкими полосками хромсодержащего фенгита или фуксита, ассоциирующего с кварцем (магнезиально-железистый карбонат 60–70 %, амфибол тремолит-актинолитового ряда 10– 15 %, гидрослюды до 20 %). Самые поздние образования представлены альбит-кварцсерицитовыми с сульфидами динамосланцами, жилами и прожилками гранулированного кварца с сульфидами.





Рис. 2. Самородное золото (1) в магнетитсидеритовом агрегате (2), замещающем феррогиперстен. Результаты анализов (мас. %) на электронном микроскопе LEO-1430 VP с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350.

 $l - Fe_2O_3 - 1,82$ ; Ag - 17,55; Au - 80,47; 2 - SiO<sub>2</sub> - 5,61; MgO - 1,53; FeO - 74,09, расчетное по стехиометрическим соотношениям элементов в сидерите - содержание CO<sub>2</sub> - 18,77 %; минералы: сидерит - 49 %, магнетит - 40 %, реликты феррогиперстена - 11 %.

Выделяются два основных промышленных минеральных типа золоторудной минерализации: золото-халькопирит-пирит-кварцевый и золото-серебро-борнитхалькопирит-пирит-кварцевый. Последний характеризуется высокими содержаниями Pt (9,6 г/т). В рудах этих двух типов в незначительном количестве установлены магнетит, галенит, а также гипергенные халькозин, малахит, скородит, гидроксиды железа, англезит. Наиболее обогащены золотом кварцевые жилы и прожилки с борнит-халькопиритовой минерализацией. Борнит частично замещается халькозином. В строении рудной зоны № 4, помимо стволовых кварцевых жил и линз, малосульфидных кварцевых штокверковых зон, присутствуют кварц-галенитовые, галенит-кварц-карбонатные прожилки мощностью 1–3 мм, формирующие линейный штокверк, мощностью около 13 м. В обуглероженных динамосланцах авторами обнаружены шеелит, самородный Pb с примесью Sn, самородная Sb с примесью Pb, Sn, а также ксенотим, монацит, карбонаты (Ce, La, Pr, Nd).

Содержания Au в кварцевых жилах 25,7–53,6 г/т, Ag до 142,8 г/т. В милонитах и динамосланцах (березито- и лиственитоподобных) концентрации Au 0,1–1,2 г/т, Pt 0,11–0,15 г/т. Минеральная форма Pt в рудах Ирбинского месторождения не установлена.

Рудообразующая благороднометалльная система (PC) Ирбинского месторождения формировалась в широком возрастном диапазоне – от рифея до палеозоя. В рудоподготовительный этап (815–825 млн лет) [2] образовались высокомагнезиальные базиты, характеризующиеся повышенным геохимическим фоном Au (50–80 мг/т), Pt (до 20 мг/т) и Pd (до 40 мг/т) и являющиеся источником рудного вещества. Дальнейшее формирование PC связано с деформационно-метаморфическими (динамометаморфическими) событиями (Rb-Sr датировки, млн лет) кембрийского ( $568 \pm 67$  и  $544 \pm 54$ ), девонского ( $374 \pm 86$ ) и каменноугольного ( $343 \pm 46$ ) возраста. Эволюция PC носила унаследованный и многоступенчатый характер, с максимальным концентрированием благородных металлов на финальной стадии рудного процесса ( $343 \pm 46$  млн лет), когда возникли тела рудного гранулированного кварца.

Исследования проведены при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН (проект 5.1).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Минеева И.Г.</u>, Архангельская В.В. Новое направление в методологии выявления урановых и золотоурановых месторождений на щитах и в докембрийских складчатых областях // Разведка и охрана недр. 2007. № 11. С. 18–25.

2. <u>Рыцк Е.Ю.</u>, Ковач В.П., Коваленко В.И. и др. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника, 2007. № 6. С. 23–51.

## КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА СРЕДНЕГОЛГОТАЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

И.Г. Татьков<sup>1</sup>, Б.Б. Дамдинов<sup>1</sup>, Б.Л. Гармаев<sup>1</sup>, А.Е. Будяк<sup>2</sup>

1– Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия; 2– Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского 1а, Россия

Рассматриваются результаты комплексных опытно-методических работ на Среднеголготайском и Майском месторождениях Балейского золоторудного узла. В результате профильных геофизических и геолого-геохимических исследований установлена геологическая характеристика выделяемых аномалий физических параметров.

Балей, Среднеголготайское месторождение, геофизические исследования, геохимические исследования, электротомография, минерализованные зоны

## INTEGRATED GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL MODEL OF THE UPPER PART OF THE MIDDLE-GOLGOTAYSKOYE GOLD DEPOSIT SECTION I.G. Tatkov, B.B. Damdinov, B.L. Garmaev, A.E.Budyak

The article discusses results of the complex experimental and methodological work at the Middle-Golgotayskoe and Maiskoye deposits within the Baleysky gold-ore cluster. Specialized geophysical survey and geological-geochemical studies resulted in geological interpretation of assigned anomalies of physical parameters.

Baley, Srednegolgotayskoye field, geophysical survey, geochemical studies, electrotomography, mineralized zones

Развитие комплексного подхода к доизучению геофизическими и геохимическими методами уже отработанных месторождений рудного золота с целью обеспечения прироста запасов, отрабатываемых ГОК, является одной из наиболее интересных задач, стоящих перед рудной геофизикой. В связи с этим в октябре 2013 г. сотрудниками Геологического института и Института геохимии СО РАН были проведены опытно-методические работы на территории Среднеголготайского и Майского месторождений в пределах Балейского золоторудного узла. Основными задачами выбранных геофизических методов были выделение и прослеживание на глубину признаков аномальных объектов, перспективных на работ, минерализованные зоны золотосульфидного типа. Комплекс аналогичных включавший электротомографию, магнитную градиентометрию, частотные электромагнитные зондирования, гамма-спектрометрию, дипольное электропрофилирование и сбор петрофизических материалов, был применен на Кедровско-Ирокиндинском рудном поле [3], где минерализованные зоны выделялись аномалиями повышенных значений поляризуемости и проводимости, ограниченными радиогеохимическими пиками отношения U/Th. В магнитном поле данные объекты приурочены к зонам локальных максимумов магнитного поля, связанных с тектоническими нарушениями или дайковыми комплексами.

Среднеголготайское месторождение расположено в юго-западной части Балейского рудного узла, вблизи крупных Балейского и Тасеевского месторождений. В геологическом строении месторождения принимают участие гранитоиды ундинского комплекса палеозойского возраста и прорывающие их шток юрских монцодиоритов и дайки гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров шахтаминского комплекса. Околорудные изменения представлены турмалинизацией, березитизацией, окварцеванием. Рудные тела – жильные, жильно-прожилковые и сульфидно-вкрапленные зоны мощностью до 3 м и протяженностью до 680 м. Морфологически различаются золотокварцевые жилы, золотосульфидно-турмалин-кварцевые жилы и зоны вкрапленной сульфидной (пиритарсенопиритовой) минерализации. Кварцевые жилы распространены в пределах штока монцодиоритов и в палеозойских гранитоидах, тогда как сульфидно-вкрапленная минерализация развивается только по турмалинизированным монцодиоритам. Главные рудные минералы – арсенопирит и пирит, в меньшем количестве отмечены галенит, сфалерит, сульфосоли (козалит, джемсонит, буланжерит, тетраэдрит), акантит, самородное золото.

Объекты на территории Среднеголготайского месторождения представляют собой частично отработанные в 1980–1990-е гг. рудные тела золотокварцевого и золотосульфиднокварцевого структурно-формационного типов с неотработанной зоной околорудных изменений, с слабосульфидной минерализацией. [1].

Для Среднеголготайского месторождения аномалии сопротивления и поляризации, выделяемые по результатам электроразведки, образуют сложные по форме объекты, выделяющиеся раздувами и разрывами по оперяющим тектоническим нарушениям. Структурно электроразведочные аномалии делятся на два типа:

1) аномалии повышенных значений поляризации (до 25 %) и кажущегося сопротивления (2000–3000 Ом·м) (рис. 1), характеризующие в основном зоны жильно-прожилкового окварцевания;

2) аномалии проводимости и поляризации, выделяемые в промежутках между зонами окварцевания, которые наиболее вероятно следует классифицировать как зоны лиственитизации или березитизации.

Сложное строение рудных тел, возможно, связано с развитием их преимущественно по зонам «залеченных» тектонических нарушений. Зона окварцевания в районе пикета 200 выделяется аномалиями повышенных значений сопротивления и вызванной поляризации, а также радиогеохимической аномалией повышенных значений отношения U/Th.

Магниторазведка показала структурную приуроченность выделенного по электроразведочным данным объекта к более глубинному набору магнитных тел типа субвертикального пласта, контрастно выделяющегося в районе траншеи 2003 и предположительно соответствующего группе интрузивных тел с низкими содержаниями рассеянного магнетита (пирротина) горизонтальной мощностью до 20–30 м.



Рис. 1. Результаты наземных работ комплексом геофизических методов (магниторазведка, гамма-спектрометрия, дипольное электропрофилирование) на эталонном объекте Среднеголготайского месторождения и сравнение их с первичными данными лаборатории ИГХ СО РАН по золотоносности.

В комплексе с геофизическим изучением территории были использованы геохимические методы: геологическое картирование, отбор штуфного материала по неизмененным вмещающим гранитам и диоритам рудного поля для изучения петрографических, минералогических и геохимических характеристик, а также отбор металлометрических проб геофизическому профилю месторождении Майское направлении по на в Среднеголготайского месторождения оценкой с металлоносности околокварцевых метасоматически измененных пород.

Выделяемым геофизическим аномалиям проводимости и поляризации соответствуют повышенные содержания сульфидов, установленные в полотне траншеи (рис. 2). В нижней части траншеи (ПК 600) наблюдается увеличение содержания рудных компонентов, которое соответствует геофизическим аномалиям, выявленным при применении комплексного параметра «металл-фактор» и вызванной поляризации. Соответственно, на схеме интерпретационного геолого-геофизического разреза ЭТИ области отмечены как перспективные на выделение зон окварцевания и околорудного метасоматоза. Выделенные рудные тела прослеживаются вдоль борта долины в северо-восточном и юго-западном направлениях, структурно соответствуют субвертикальным аномальным объектам мощностью 25-50 м и могут быть наиболее перспективными для доизучения в пределах Среднеголготайского месторождения.



Рис. 2. Результаты электротомографии установкой dipole-dipole с шагом косы 5 м и перспективные аномальные объекты на выделение в разрезе зон окварцевания и околорудной сульфидизации.

Выявленные аномалии совпадают с участками наибольшей концентрации рудных минералов и максимальными содержаниями благородных металлов (Au и Ag). Моделирование аномального объекта показало его соответствие группе не выходящих на дневную поверхность интрузивных тел в зоне контакта массива диоритов с гранитами. В результате проведенных работ обнаружена схожесть структур и типов аномальных объектов Среднеголготайского и Майского месторождений, находящихся друг от друга на расстоянии 5 км и разделенных региональным тектоническим разломом. Отличительная особенность Майского месторождения – превосходящая интенсивность аномалий вызванной поляризации и комплексных радиогеохимических параметров, что свидетельствует о более высоком уровне метаморфизма и сульфидизации данного объекта. Несмотря на это слабая изученность Майской площади не позволяет установить степень ее перспективности на выделение рудных тел с промышленными запасами золота. Анализ результатов проведенных исследований подтвердил эффективность электроразведочных работ для прослеживания минерализованных зон в плане, изучения их структурного строения и морфологии. Наиболее перспективны методы профилирования и электротомографии, так как они наиболее приспособлены к исследованиям в условиях горизонтально-неоднородных сред. В целом изучение геоэлектрических разрезов показало возможность прослеживания перспективных проводящих тел на глубины свыше 70 м с одновременным увеличением мощности, что позволяет говорить 0 присутствии Среднеголготайском месторождении на минерализованных зон, перспективных на выявление золотого оруденения. В ходе изучения минерального состава руд и их геохимических особенностей наиболее детально были исследованы образцы, отобранные в рудном поле траншеи. По исследованной траншее обнаружено два различных типа кварцево-жильной минерализации: 1) кварц-турмалиновый, обогащенный различной степени сульфидной минерализацией, 2) сливной В халцедоновидный кварц без видимой рудной минерализации. Наиболее распространены в отобранных пробах арсенопирит и блеклые руды, реже встречаются сфалерит, халькопирит, аналогично Балейскому и Тасеевскому рудным полям [2]. Более детальная геологогеохимическая и геофизическая разбраковка выделенных аномальных объектов возможна только при накоплении дополнительных данных комплексных площадных исследований, необходимых для объемной статистической обработки материалов.

Статья подготовлена в рамках интеграционного проекта № 31 «Создание и сравнительный анализ геолого-геофизических моделей золоторудных провинций, узлов, полей и месторождений Сибири и Северо-Востока России».

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Лаверов Н.П.</u> Балейское рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса). М., 1984. 271 с.

2. <u>Сережников А.И.</u> Геолого-гидрогеологическая характеристика и палеогидрогеологические реконструкции балейского золоторудного поля (Забайкалье) // Тихоокеанская геология, 2011. Т. 30. № 3. С. 93–105.

3. <u>Татьков И.Г.</u>, Татьков Г.И., Бадерин А.М. и др. Результаты электротомографии при поисках рудного золота в условиях криолитогенеза и альпинотипного рельефа Северного Прибайкалья // Разведка и охрана недр, 2014. № 1. С. 32–38.

УДК 553.3.071

## РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ ЮВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И ГОРНОЙ ШОРИИ

#### Т.В. Тимкин

Томский политехнический университет, 634050, Томск, пр. Ленина, 30, Россия

Исследована рудно-метасоматическая зональность золоторудных полей ЮВ Кузнецкого Алатау и Горной Шории, на примере Майско-Лебедского рудного поля. Показано нахождение и распределение рудного вещества на уровне: рудного поля, месторождения и рудного тела. Выявлено, что золоторудные участки имеют небольшой эрозионный срез и перспективу их на глубину.

рудно-метасоматическая зональность, оруденение, золото, уровни организации вещества

## RUDNO-METASOMATIC ZONALITY GOLD FIELDS SE KUZNETSK ALATAU MOUNTAIN SHORIA

### T.V. Timkin

Investigated ore-metasomatic zoning gold fields and SE Kuznetsk Alatau Mountain Shoria for example Majsko-Lebedsky ore field. Displaying determination and distribution of ore material at: ore field, the field and the ore body. Revealed that the gold mining areas have a small slice of erosion and their perspective on the depth.

rudno-metasomatic zonality, mineralization, gold, levels of the organization of substance

Рудно-метасоматическая включает изучение закономерностей зональность формирования и размещения продуктов рудообразующих процессов и систем во времени и пространстве при развитии земной коры. Исследование закономерностей образования и размещения различного эндогенного оруденения приобретает непосредственное значение для прогнозирования и поисков промышленных типов руд в тех или иных структурах земной коры, т.е. имеет первостепенное практическое применение [4]. Скарново-золоторудные поля в контактах гранитоидов с мраморами имеют широкое распространение в пределах Алтае-Саянской складчатой области. К ним относятся золоторудные объекты со специфическими контактово-метасоматическими рудными зонами, такие как Калиостровское, Ольховско-Чибижекское, Тарданское, Синюхинское, Майско-Лебедское, Казское, Сухаринское и др. Обобщенные рудно-метасоматические колонны вышеперечисленных золото-скарновых объектов, может быть представлены следующими минеральными комплексами. По вертикали снизу вверх размещаются: внизу магнезиально-известковые скарновые тела, калишпатовые, кварц-альбитовые, биотитовые метасоматиты, а в средней-верхней половине березит-лиственитовые, мусковит-серицитовые, локальные актинолит-хлоритмагнетитовые послескарновые метасоматиты сопутствующими прожилковос вкрапленными, реже массивными золото-медносульфидными, а также наложенными жильными золото-кварцево-сульфидными ассоциациями [4].

Автором, на примере Майско-Лебедского золоторудного поля, выполнены исследования по реконструкции рудно-метасоматической зональности и прогноз золотого оруденения. Майско-Лебедское рудное поле находиться на северо-востоке Горного Алтая в

приделах Северо-Алтайского золотоносного пояса [2,5]. Территория характеризуется высокой россыпной золотоносностью, широким развитием высокопродуктивных ореолов рассеяния золота и элементов спутников. В пределах рудного поля известно Майское (Лебедское) золото-магнетит-скарновое месторождение, которое частично отработано, и большое количество перспективных рудопроявлений золота. В качестве исходного материала использовались данные, полученные в результате проведения работ по изучению рудно-метасоматических образований на территории Майско-Лебедского золоторудного поля в период с 2004 по 2008 гг. [3]. Для различных уровней организации вещества зональность характеризуется специфическими морфологическими и генетическими особенностями, поэтому целесообразно рассмотреть ее отдельно в масштабе рудного поля, рудоносных участков (месторождений) и рудного тела.

#### ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНОГО ПОЛЯ

Рудно-метасоматическая зональность рудного поля определяется совокупностью слагающих его рудных участков, в сочетании с закономерным изменением состава метасоматитов. Она отражает эволюцию плутоногенной гидротермальной колонны в целом.

Для рудного поля характерна поперечная зональность, которая обусловлена сочетанием моно- и многоактного механизмов ее формирования. При моноактном отложении зональность обычно центробежная, что отражает растекание растворов в стороны от подводящего канала и выражается в зональном размещении элементов-примесей в минералах руд и метасоматитов. При многоактном минералообразовании происходит перекристаллизация и очистка от микропримесей кварца, полевых шпатов, светлых слюд, сульфидов и относительное накопление сидерофильных и литофильных элементов в (хлорит, эпидот, пироксен, амфибол) и акцессорных темноцветных минералов преимущественно по периферии областей рудоотложения. Вследствие преобладающего сокращения объема рудообразующей системы в процессе ее эволюции, поперечная зональность квалифицируется как концентрическая, сходящаяся. Она выражается наличием в центральной зоне околорудных метасоматитов с золото-магнетит-сульфидной и золотосульфидно-кварцевой минерализацией. Промежуточная зона рудного поля характеризуется развитием пропилитов с пирит-арсенопиритовой минерализацией, внешняя зона рудного участками с рассеянной (непромышленной) поля представлена минерализацией, преимущественно пиритовой. Термо-ЭДС пиритов в целом сменяется с электронного на дырочный от центра к периферии рудного поля.

На фоне описанной поперечной зональности, связанной со структурными условиями рудоотложения, отчетливо фиксируется осевая зональность рудного поля, обусловленная снижением температуры рудоотложения с юга на север. Проявлением осевой зональности оруденения является закономерное изменение минерального состава золотоносных зон и типоморфных свойств минералов с юга на север рудного поля. В общем виде рудная минерализация представлена следующим набором минералов: кварц, магнетит, пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, тетраэдрит, теллуриды и сульфосоли. Типоморфными минералами для Майского месторождения являются: магнетит, пирротин и кобальтин. Для участков Правобережного и Семеновского характерно отсутствие магнетита и пирротина и возрастание роли поздних минералов: теллуровисмутита Bi<sub>2</sub>Te<sub>3</sub>, тетрадимита

 $Bi_2Te_2S$ , цумоита  $Bi_2Te_2$  и бенжаминита ( $Ag_{1,3}Cu_{1,7}$ )( $Bi_5Pb_2$ ) $S_{12}$ . Отмечается также тенденция увеличения пробности золота в ряду: участок Семеновский (среднее – 729 ‰) → Правобережный (786 ‰) → Майский (838 ‰) [2]. В целом, соотношение серебра и золота в рудах с юга на север рудного поля возрастает на порядок: от 1:1 до 10:1. Температурная зональность рудного поля находит отражение и в пространственном размещении метасоматитов. Кварц-полевошпатовые метасоматиты, известковые скарны И околоскарновые пропилиты развиты только на южном фланге рудного поля. Линейные пропилиты и околорудные березиты в наибольшей степени развиты в северной части рудного поля. Установлено, что латеральная зональность наиболее контрастно проявлена по простиранию оси удлинения рудного поля с юга на север, по мере удаления от Майского массива и комплекса позднедевонских габбро-монцонит-граносиенитовых интрузивов. Выявленная осевая зональность рудного поля указывает на парагенетическую связь оруденения с указанными интрузивными комплексами.

#### ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Большое количество жил, залежей рудного поля сконцентрированы в трех рудных участках. Они различаются геологической обстановкой и минералого-геохимическими особенностями руд и метасоматитов. Выделяются Майский, Правобережный и Семеновский участки, соответствующие по рангу месторождениям. Майское месторождение является собственно золото-скарновым, Правобережное и Семеновское проявления представлены пропилит-березитовыми зонами с прожилково-вкрапленной золото-сульфидно-кварцевой минерализацией. Зональность этих объектов имеет как общие черты, так и специфические особенности. Рудно-метасоматическая зональность Майского месторождения проявляется в зональности слагающих его рудных жил и залежей, различающихся по минералогическому составу. В центральной части месторождения на скарново-магнетитовые залежи наложено золото-магнетит-сульфидное оруденение первого этапа. Здесь же развиты крутопадающие маломощные зоны кварц-эпидот-хлоритовых, кварц-серицит-карбонатных березитоподобных метасоматитов с золото-сульфидно-кварцевыми прожилково-вкрапленными рудами второго этапа. К периферии месторождения приурочены участки развития пропилитов с пиритовой минерализацией. Для Правобережного И Семеновского рудопроявлений руднометасоматическая зональность выразилась в развитии линейных зон пропилитов с постепенным переходом в березиты, на которые наложено золото-сульфидно-кварцевое оруденение второго этапа. Минеральная зональность руд наиболее контрастно проявилась по простиранию рудовмещающей структуры. В центральной части месторождения развиты: золото-серебро-теллуридно-висмутовая и кварц-золото-полисульфидная ассоциации, В промежуточной – пирит-арсенопиритовая вкрапленная минерализация, а внешняя часть характеризуется наличием участков с рассеянной пиритовой минерализацией. В том же направлении возрастает доля пиритов с дырочным типом проводимости. Таким образом, зональность месторождений является центростремительной, с концентрацией поздних продуктивных парагенезисов в их центральных частях.

#### ЗОНАЛЬНОСТЬ РАНГА РУДНЫХ ТЕЛ

Эталонными объектами для изучения зональности на этом уровне организации вещества нами приняты рудные тела вскрытых выработками и скважинами рудных зон

Майского месторождения и Семеновского рудопроявления. Рудные тела, описываемых объектов, занимают вполне определенное положение в зональных рудно-метасоматических конструкциях. В выделяемом Майско-Лебедском рудном поле присутствуют два разновозрастных геолого-промышленных типа оруденения: контактово-метасоматические залежи золото-магнетит-сульфидных руд в апоскарновых пропилитах, отнесенных нами к каледонскому этапу рудообразования, и минерализованные зоны золото-сульфидно-кварцевых прожилково-вкрапленных руд герцинского этапа, приуроченных к метасоматитам березитового типа, вложенных в линейные зоны пропилитов [6]. Рудные объекты Майского месторождения локализованы в восточном экзоконтакте одноименного гранодиоритдиоритового интрузивного массива в мощной зоне скарнирования и кварц-эпидот-хлоритовых, кварц-серицит-карбонатных метасоматитах. На Майском месторождении проявлено два структурно-морфологических типа золоторудных тел: контактово-метасоматические залежи и минерализованные вкраплено-сульфидные зоны. Контактово-метасоматические залежи представлены, как правило, скарновыми телами по которым развиты магнетитовые тела (магнетит I) с последующим их дроблением и наложением золото-магнетит-сульфидной минерализации. Основными рудными минералами золото-магнетит-сульфидного комплекса являются пирит, магнетит II и халькопирит. Содержание этих минералов колеблется в широких пределах и обычно составляет десятки процентов. К более редким, но характерным минералам этого комплекса, относятся пирротин и кобальтин. Пирротин развивается в виде вкрапленности, реже образует сливные руды. Минерализованные зоны с золото-сульфиднопрожилково-вкрапленными рудами приурочены к зонам кварц-эпидоткварцевыми хлоритовых, кварц-серицит-карбонатных метасоматитов, отнесенных нами к березитам. Они представлены кулисообразной системой крутопадающих жильно-прожилковых тел с неравномерно распределенной сульфидной минерализацией, пересекающие скарны и магнетитовые тела. Минеральная зональность рудных тел всех участков является концентрической, с последовательным сокращением объема продуктов рудоотложения от ранних ступеней минералообразования к поздним и приуроченностью последних к рудоподводящим зонам проницаемости. В центральных частях рудных тел проявлена золото-серебро-теллуридно-висмутовая ассоциация, наиболее поздняя представленная относительно низкотемпературными минералами: теллуровисмутит, цумоит и тетрадимит. Из сульфосолей Ag-Bi встречен бенжаминит (Ag<sub>1.3</sub> Cu<sub>1.7</sub>)(Bi<sub>5</sub> Pb<sub>2</sub>)S<sub>12</sub> [1]. По мере удаления от центра рудных тел, фиксируется более ранняя кварц-золото-полисульфидная ассоциация минералов: галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда. Последовательность выделения минералов этой ступени: сфалерит – халькопирит – галенит – тетраэдрит. Периферия рудного тела фиксируется только наиболее ранним рудным минералом пиритом, который ближе к центру замещается и цементируется арсенопиритом. В арсенопирите отмечаются повышенные концентрации сурьмы (до 9%), что свидетельствует в пользу малого эрозионного среза оруденения на Семеновском участке. По простиранию рудных тел закономерно меняется термоЭДС пиритов, на периферии рудного тела преобладают пириты с дырочным типом проводимости, а в центральной части – с электронным [3]. Здесь же исчезают кристаллы пирита I морфологического типа (чистые кубы) и появляются сложные кристаллы кубпентагондодекаэдрического и пентагон-октаэдрического габитусов. Их особенностью является развитие на всех кристаллах грани октаэдра, не встречающейся в участках преобладания свинцово-цинковой минерализации. В целом, морфологическая зональность рудных тел является объемной, концентрической, центростремительной, с постепенным сокращением площади рудоотложения к концу процесса рудообразования. Таким образом, в пределах Майско-Лебедского рудного поля установлена рудно-метасоматическая зональность трех уровней: ранга рудного поля, месторождения и рудного тела. Выявленная поперечная зональность на всех уровнях классифицируется как концентрическая сходящаяся, с выделением в пределах рудоносных структур трех зон. В центральной зоне развиты околорудные метасоматиты с золото-магнетит-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой минерализацией. Промежуточная зона характеризуется развитием пропилитов с пиритарсенопиритовой минерализацией. Для внешней зоны характерны участки с рассеянной (непромышленной) минерализацией. Поперечная зональность обусловлена структурными условиями локализации оруденения И отражает дифференцированный характер проницаемости геологических структур. На ее фоне зафиксирована осевая зональность рудного поля, обусловленная снижением температуры рудоотложения с юга на север по мере удаления от рудогенерирующих интрузивов. В масштабе рудного поля она выразилась в закономерной смене высокотемпературных метасоматититов более низкотемпературными, в закономерном снижении пробы золота, увеличении отношения Аg/Au в рудах, изменении типоморфных свойств пирита и минералов метасоматитов. Все это свидетельствует о небольшом эрозионном срезе рудных участков и перспективе их на глубину.

Работа выполнена при финансовой поддержке Томского политехнического университета. Проект: ВИУ ИПР 114 2014.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Ворошилов В.Г.</u> Аномальные структуры геохимических полей гидротермальных месторождений: механизм формирования, методика геометризации, типовые модели, прогноз масштабности оруденения // Геология рудных месторождений, 2009. Т. 51. № 1. С. 3-19.

2. <u>Калинин Ю.А.</u>, Росляков Н.А, Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2006. 339 с.

3. <u>Коробейников А.Ф.</u>, Нарсеев В.А., Пшеничкин А.Я. и др. Пириты золоторудных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1993. 213 с.

4. <u>Коробейников А.Ф.</u>, Ананьев Ю.С., Гусев А.И. и др Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных полей и месторождений складчатых поясов Сибири. Томск: Изд-во ТПУ, 2013. 458 с.

5. <u>Санин В.Н.</u> Модель золоторудных проявлений в структурах Майско-Лебедской площади, Республика Алтай // Руды и металлы, 2009. № 4. С. 42–54.

6. <u>Тимкин Т.В.</u> Критерии локализации золотого оруденения в Майско-Лебедском рудном поле (Горная Шория) // Вестник Иркутского государственного технического университета, 2011. Т. 48. №1. С. 58–63.

## РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРА УРАЛА: ГЕОХРОНОЛОГИЯ РУДНОГО ПРОЦЕССА

#### О. В. Удоратина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 67000, г. Сыктывкар, Первомайская ул. 54, Коми респ., 1, Россия

Приводятся новые U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar геохронологические данные для редкометалльных (Nb-Ta, Y и HREE, Zr, реже Be) месторождений и рудопроявлений севера Урала, формирование которых связанно с щелочными процессами преобразования различных субстратов. Полученные данные показывают, что рудные породы были сформированы в различное время. Установлено, что субстратом для продуктивных редкометалльных метасоматитов севера Урала являются как гранитоиды сформированные в течении венда-кембрия в период формирования коллизионных образований тиманид (Полярный и Приполярный Урал), так и рифтогенные вулканогенно-осадочные отложения (Приполярный и Северный Урал). Полученные цифры абсолютного возраста – ранне-среднеордовикские по рудным породам указывают на преобразование вещества в период начавшегося рифтогенеза, карбон-пермские цифры абсолютного датирования связаны с коллизионными процессами формирования уралид.

геохронология, редкометалльные месторождения, щелочные метасоматиты, север Урала

## RARE METAL DEPOSITS OF NORTHER URALS: GEOCHRONOLOGY OF ORE PROCESS

#### **O.V. Udoratina**

New U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar geochronological data for rare metal (Nb-Ta, Y μ HREE, Zr, rarer Be) deposits and ore occurrences of the northern part of the Urals, which formation was connected with alkaline processes of transformation of various substrates, have been presented. The obtained data show that the ore rocks were formed in different time. It is determined that the substrate for productive rare metal metasomatites of the northern part of the Uralswas represented by granitoids formed in Vendian-Cambrian time during formation of collision structures of timanides (Polar and Subpolar Urals), and by riftogenic igneous sediments (Subpolar and Northern Urals). The obtained data on absolute age – Early to Middle Ordovician by ore rocks – specify the transformation of matter within starting riftogenesis; Carboniferous-Permian absolute dating results are connected with collision processes of uralide formation.

geochronology, rare metal deposits, alkaline metasomatites, Nothern Urals

На севере Урала известен целый ряд редкометалльных (Nb-Ta, Y и HREE, Zr, реже Ве) месторождений и рудопроявлений формирование которых связанно с щелочными процессами преобразования различных субстратов. Рассматриваемые рудоносные щелочные породы локализованы в разломных зонах, их отличительными чертами являются парагенетическая связь с магматическими породами, наличие комплекса наложенных минералов (как породообразующих, так и рудных). На Урале с севера на юг это месторождения и рудопроявления Северного, Приполярного и Полярного Урала. На севере Урала практически все месторождения и рудопроявления локализованы в пределах Центрально-Уральской зоны, исключение составляют Турупьинское и Маньхамбовское рудные поля, локализованные в нижнеордовикских вулканогенно-осадочных и осадочных отложениях. Редкометалльные месторождения и рудопроявления регионально располагаются субмеридионально, локально в зонах пересечения с субширотными разломами.

Полярный Урал: месторождения Тайкеу, Усть-Мраморное, Лонготьюганское, Неудачное и ряд более мелких рудопроявлений. Приполярный Урал: рудные поля, рассматриваемые в ранге рудопроявлений Турупьинское и Кулэмшорское. Северный Урал: Маньхамбовское (участки Палеодолинный, Турман Центральный, Турман Южный), Ильяизское (участок Редка). Имеющиеся и новые полученные геохронологические данные приведены ниже.

### ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Тайкеуский рудный узел (Тайкеу, Усть-Мраморное, Лонготьюганское, Неудачное). Месторождения располагаются в верховьях рек Лонгот-Юган и Немур-Юган структурно приурочены к Лонготъюганской антиклинали и Лонготъюганскому и Немурюганскому разломам. Редкометалльные метасоматиты – кварц-альбит-мусковитовые (микроклиновые альбититы, микроклиновые, эгирин-микроклиновые и флюорит-микроклиновые, кварцевые альбититы и их разности с эгирином и флюоритом) сформировались в контактовых частях катаклазированных и разгнейсованных маломощных гранитных тел. Руды – фергусонитколумбитом плюмбо-пирохлоровые с (самарскитом) И цирконом (малаконом). Петрохимически редкометалльнные гранитоподобные метасоматиты соответствуют субщелочным гранитам. Содержание (масс.%) SiO<sub>2</sub> находится на уровне 73–77, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 12– 14, сумма щелочей (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) составляет 8-10. В породах наблюдается увеличение (в десятки, сотни и даже тысячи раз) содержаний F, Zr, Hf, Ta, Nb, Y, HREE, Th, U, Pb.

Геохронологические данные

*Тайкеуское*. <u>Породы субстрата:</u> *Zrn:* 575 ± 35; 830 ± 55 (U–Pb, ID TIMS), 564,6 ± 6 (U–Pb, SHRIMP II).

Тайкеуское. <u>Рудосодержащие метасоматиты</u>:  $Fsp:165 \pm 4$ ;  $163 \pm 4$ ;  $190 \pm 5$ ;  $174 \pm 4$ ; Mu:  $259 \pm 6$ ;  $241 \pm 6$ ;  $274 \pm 7$ ;  $203 \pm 5$ ;  $256 \pm 6$ ;  $331 \pm 8$ ;  $385 \pm 10$ ;  $342 \pm 9$ ;  $206 \pm 5$ ; 371; 381;  $356 \pm 30$  (K–Ar), WR + Mi + Ab + Sld  $299 \pm 41$ (Rb–Sr), Zrn  $444 \pm 10$  (U–Pb, SHRIMP II), Zrn:  $499 \pm 76v6$ ;  $364 \pm 11,4$ ;  $498 \pm 12,8$ ;  $454 \pm 11,9$ ;  $423 \pm 8,0$ ;  $381 \pm 31,1$  (U–Pb, LA ICP MS), WR  $477 \pm 12$  (Sm–Nd).

Тайкеуское. <u>Руды</u>: Frg 300; Smrs:  $330 \pm 20$ ;  $113 \pm 7$ ;  $240 \pm 25$  (U–Pb, ID TIMS), WR+Prchl 447 (Sm-Nd<sub>мод</sub>).

Лонготьюганское. Породы субстрата: Amf:  $311 \pm 19$ ;  $452 \pm 23$ ; Mu:  $486 \pm 17$ (K–Ar), Zrn:  $605 \pm 18$  и  $205 \pm 70$  (U–Pb, ID TIMS).

Лонготьюганское. <u>Рудосодержащие метасоматиты</u>: *Bi:*  $304 \pm 8$ ; *Mu:*  $311 \pm 8$ ;  $265 \pm 7$ ;  $313 \pm 8$ ;  $286 \pm 7$ ; *КПШ:*  $238 \pm 6$ ;  $330 \pm 9$  (K–Ar), WR  $352 \pm 6$  (Rb–Sr), Zrn  $512 \pm 8$  (U–Pb, ID TIMS), WR  $477 \pm 12$  (Sm-Nd<sub>мод</sub>).

Лонготъюганское. <u>Руды</u>: Col: 608 ± 70; 206 ± 130 U–Pb (LA ICP MS).

*Усть-Мраморное.* На месторождении нет неизмененных пород, которые можно было бы рассматривать как породы субстрата. <u>Рудосодержащие метасоматиты</u>:  $Mu: 260 \pm 7;$  297 ± 7;  $173 \pm 4; 273 \pm 7;$  Fsp:  $206 \pm 5$  (K–Ar), WR 383 и 277 (Rb–Sr), WR 477 ± 12 (Sm-Nd<sub>мод</sub>).

*Усть-Мраморное.* <u>Руды</u>: Frg+Prchl 447 (Sm-Nd). <u>*Неудачное.*</u> <u>Породы субстрата</u>: Zrn 563  $\pm$  3 (U–Pb, SHRIMP II). <u>Рудосодержащие метасоматиты</u>: *Mu:* 292  $\pm$  7, WR 396  $\pm$  51 (Rb–Sr), WR 477  $\pm$  12 (Sm-Nd<sub>мод</sub>).

### ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

На Приполярном Урале в южной части Ляпинского антиклинория известны рудопроявления Турупьинское и Кулэмшорское, также приуроченные к разломным зонам.

<u>Кулэмшорский участок</u> является полем развития редкометалльных метасоматитов в катаклазированных гранитах южной части Торговско-Кефталыкского массива. Породы обнажены в верховьях р. Торговая по руч. Морт-Кулэм-Шор. Рудосодержащие гранитоподобные породы интенсивно альбитизированные катаклазированные граниты. Рудный комплекс представлен минералами Zr, Nb, U-Th, REE (эшинит, фергусонит, иттриалит, ксенотим, монацит, бастнезит, синхизит, кальциоанкилит, браннерит, поликраз, колумбит, Nb-рутил, бадделеит, геренит-(Y), торианит). Петрохимически породы также соответствуют субщелочным гранитам. Содержание (масс.%) SiO<sub>2</sub> находится на уровне 67–77, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11–16), сумма щелочей (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) составляет 8. Содержание рудных элементов в минерализованных участках увеличивается от 2 до 5 раз по отношению к неминерализованным гранитам.

#### Геохронологические данные

*Кулэмшорское.* <u>Породы субстрата</u>: *WR*: 243 ± 10; 239 ± 10; 232 ± 8; 237; 255 ± 10; 535 ± 25 (K–Ar), Zrn 542,4 ± 544,4 ± 5,1 (U-Pb, SHRIMP II), Zrn: 514 ± 4,6 (U–Pb, SHRIMP II), 540 ± 8,1 (U–Pb, SHRIMP RG).

*Кулэмшорское*. <u>Рудосодержащие метасоматиты</u>: WR  $358\pm7,3$  (Rb–Sr),  $249\pm30$  (U–Pb, SHRIMP RG).

Турупьинское рудное поле располагается в верховьях рек Бол. Турупья и Мал Туяхланья, структурно в юго-восточной краевой части Ляпинского антиклинория и приурочены К Турупьинской кольцевой структуре. Породы локализованы в альбитизированных кварц-серицитовых нередко с карбонатом породах относимых с польинской свите среднего ордовика. Первичный субстрат – вулканогенно-осадочные склоновые отложения, которые были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Рудосодержащие метасоматиты слюдисто-карбонат-альбит-кварцевые. Руды – бастнезитколумбит-цирконовые. Петрохимический состав пород сильно варьирует в зависимости от субстрата, отмечается увеличение содержания натрия и находящихся в прямой зависимости увеличение рудных компонентов.

#### Геохронологические данные

*Турупьинское.* <u>Породы субстрата</u>: WR 248 ± 18, WR 465 ± 67 (Rb–Sr).

*Турупьинское*. <u>Руды</u> Fe-Al Sel  $332,0 \pm 2,2$  (Ar–Ar), Mntz  $280,4 \pm 24,3$  (U–Th–Pb, химический).

На Северном Урале известно комплексное (редкоземельно-уран-торийредкометалльное) месторождение и ряд более мелких рудопроявлений локализованных как в гранитных субстратах, так и в перекрывающих их нижнеордовикских отложениях. <u>Маньхамбовское рудопроявление</u>. В гранитах отмечаются участки развития пород насыщенных редкометалльными минералами. Основная часть рудных минералов приурочена к разлому проходящему по границе гранитоидов и перекрывающих их отложений. Отмечается несколько рудных участков в узкой полосе нижнеордовикских терригенных отложений перекрывающих гранитный массив Маньхамбо. Насыщенная редкоземельноуран-торий-редкометалльная минерализация приурочена к интенсивно катаклазированной и милонитизированной части разреза грубообломочной терригенной толщи, выделенной в ранге рудного тольинского комплекса. Минерализованные породы характеризуются изменчивым химическим составом, но маркируются резко повышенным содержанием рудных элементов.

#### Геохронологические данные

*Маньхамбовское.* <u>Породы субстрата (граниты)</u>: WR:  $423 \pm 10$  (Rb–Sr), *Zrn 414, 416, 418, 457,*  $460 \pm 10$  (U–Pb, ID TIMS), Zrn:  $522 \pm 6$ ,  $513,8 \pm 5,6$  (U–Pb, SHRIMP II). <u>Породы</u> субстрата (осадочные, песчаники): нижнеордовикские (U–Pb, LA ISP MS), <u>Рудосодержащие</u> породы: послеордовикские (исследования незакончены).

Как видно из приведенных геохронологических данных субстратом для редкометалльных метасоматитов севера Урала являются гранитоиды сформированные в течении венда-кембрия в период формирования коллизионных образований тиманид. Анализируя полученные данные по редкометалльным метасоматитам и рудам можно сделать вывод о том, что они были сформированы в различное время. Цифры абсолютного возраста, попадающие на ранне-среднеордовикское время указывают на преобразование вещества в период начавшегося рифтогенеза. Карбон-пермские цифры абсолютного датирования связаны с коллизионными процессами формирования уралид.

Время формирования сходного по элементному набору и минеральным формам оруденения локализованных в рифтогенных отложениях нижнего и среднего ордовика вулканогенно-осадочных (Турупьинское) и осадочных (Маньхамбовское) также близки к процессам формирования уралид.

Работа проводится при финансовой поддержке проекта № 12-П-5-1027

# ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ И РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ИНАГЛИ-КОНДЕР-ФЕКЛИСТОВСКОГО ПОЯСА И ЕГО ФЛАНГОВ

В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, Россия

Инагли-Кондер-Феклистовский магма-металлогенический пояс обязан своим происхождением глубинной геодинамике. Он возник над одним из палеотрансформных разломов, ограничивающих стагнированный океанический слэб, при вероятном апвеллинге нижнемантийных вещества и энергии. Типоморфными элементами пояса являются кольцевые щелочноультраосновные массивы, ареалы щелочноземельно-щелочных ассоциаций гранитоидов, месторождения благородных (PGE, Au, Ag) и радиоактивных (U-Th-REE) металлов.

глубинная геодинамика, месторождения, золото, платина, уран

## GEODYNAMIC SETTINGS OF FORMATION OF LARGE DEPOSITS OF PRECIOUS AND RADIOACTIVE ELEMENTS IN INAGLI-KONDER-FEKLISTOVSKY BELT AND ITS FLANGES

#### V.G. Khomich, N.G. Boriskina

The Inagli-Konder-Feklistovsky magma-metallogenic belt was formed due to deep geodynamics. The belt originated in the Late Mesozoic time above one of the paleotransform faults bounding the stagnated oceanic slab with possible upwelling of the lower mantle substance and energy. The topomorphic element of the belt are the ring alkaline-ultrabasic massifs, areals of the alkaline-earth-alkaline associations of granitoids, and deposits of precious (PGE, Au, Ag) and radioactive (U-Th-REE) metals.

deep geodynamics, deposits, gold, platinum, uranium

Типоморфными элементами Инагли-Кондер-Феклистовского пояса (ИКФ) являются кольцевые щелочно-ультраосновные массивы, ареалы щелочноземельно-щелочных ассоциаций гранитоидов, месторождения благородных (PGE, Au, Ag) и радиоактивных (U-Th-REE) металлов. Он возник в позднее мезозое над одним из палеотрансформных разломов, ограничивающих стагнированный океанический слэб.

Инагли-Кондер-Феклистовский металлогенический пояс находится на юго-восточной (CAK), окраине Северо-Азиатского кратона В докембрийских основном среди гранулитогнейсовых и гранит-зеленокаменных комплексов Алдано-Станового щита. Структурно-вещественные маркеры осевой части пояса – гетерогенные щелочноультраосновные массивы со шлиховыми ореолами, россыпями минералов платиновой группы (МПГ). В непосредственной близости от мафит-ультрамафитовых массивов, называемых также зональными и кольцевыми, распространены ареалы позднемезозойских магматитов щелочноземельно-щелочного ряда алданского и кеткапского комплексов (рис. 1). Среди ареалов магматитов обоих комплексов распространены россыпи, коренные проявления и месторождения Au разного формационного типа.

В ИКФ поясе можно выделить три звена (с северо-северо-запада на восток-юговосток): Алданское (Инаглинское), Омнинско-Батомгское (Чадско-Кондерское) и Охотское (Феклистовское). Наиболее насыщено платиноносными массивами Омнинско-Батомгское звено. Центральное место в нем занимает Кондерский плутон [3, 4], с которым сопряжены уникальные россыпи МПГ. Новейшие прецизионные определения возраста Cr-PGE минерализации методом прямого датирования самородной платины (<sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He) из массива Кондер подтвердили ее возникновение в раннем мелу – 112±7 млн лет [9].

Чадский щелочно-ультраосновной массив, расположенный в 125 км к югу от Кондерского, отличается существенно меньшими (в 2–3 раза) размерами. С ним ассоциирует комплексная россыпь, в которой учтенные запасы МПГ почти в 9 раз больше, чем золота.

За пределами САК, примерно в 200 км к юго-востоку от Чадского кольцевого массива, обнаружен только один платиноносный плутон – Феклистовский (9 км<sup>2</sup>), расположенный на одноименном острове Шантарского архипелага (Охотское море), среди девонских терригенно-кремнистых (с известняками) толщ. Отметим почти не известный общественности вывод сотрудников ВСЕГЕИ В.Н. Мусина и В.Б. Караулова о раннемеловом возрасте Феклистовского массива [2]. Вывод основан на доказательствах формационного единства его магматитов с ультраосновными и основными породами торомского комплекса, интрузии и дайки которого прорывают верхнеюрские толщи одноименного (Торомского) прогиба. В Торомский раннемеловой (123,5 млн лет, K-Ar метод) комплекс входят крупные (10-50 км<sup>2</sup>) зональные массивы на южном побережье Удской губы (Мукамукчанский, Тылекачанский, Чумаврский) и о. Большой Шантар (Северо-Шантарский интрузив). Плутоны имеют такую же штоко- и воронкообразную форму, как и Феклистовский, и причислены к дунит-пироксенит-габбровой формации. При крутых контактах с вмещающими породами, их краевые части сложены кварцевыми и оливиновыми габбро, а центральные – габбро-пироксенитами, пироксенитами и перидотитами. Ширина ореолов контактового метаморфизма у интрузивов достигает 0,5-1,0 км. Раннемеловой возраст плутонов подтверждается встречаемостью на их площади малых интрузивных тел, даек позднемеловых (74–94 млн лет) гранитоидов дуганджинского комплекса [2].

География размещения крупных массивов торомского комплекса свидетельствует о приуроченности Феклистовского зонального плутона к осевой части Охотского звена, ширина которого у Шантарского архипелага немного превышает 150 км, что в целом соответствует сечению ИКФ пояса и среди докембрийских комплексов Алдано-Станового цита. Еще одно крупное тело гипербазитов (2×4 км) закартировано в 250 км юго-восточнее о. Феклистов в Бекчиулском рудно-россыпном узле на материковом побережье Сахалинского залива [10]. Массив серпентизированных перидотитов расположен в 15 км к востоку от самого крупного на юге Дальнего Востока Многовершинного золоторудного месторождения. Одни геологи считали плутон экзотическим блоком, другие – раннемеловой

протрузией. Наличие перидотитов прежде рассматривалось лишь как косвенное подтверждение глубинности источников золота в районе [13]. В настоящее время присутствие гипербазитов интерпретируется нами как свидетельство продолжения ИКФ пояса и до Амурского лимана (рис. 1). С одной стороны, раннемеловой возраст ультрамафитов подчеркивает унаследованность воздействия структурно-геодинамических факторов на концентрирование золотоносных флюидно-гидротермальных потоков в позднем мелу – палеогене, а с другой – объясняет специфику коррелируемости золотого оруденения Нижнеамурского района не только с местными плотностными неоднородностями (у сочленения Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатых систем), но и геодинамическими обстановками в переходной (транзитной) зоне мантии, тем более что плотностные неоднородности зафиксированы здесь на необычно большой для золотоносных районов глубине – 100 км [13].



Рис. 1 .Схема размещения зональных щелочно-ультраосновных массивов и некоторых благороднометалльных, урановорудных узлов на площади ИКФ пояса и его флангах.

*l* – кольцевые массивы гипербазитов: а – платиноносные с дунитовым ядром (И – Инаглинский, Д – Димовский (Дарьинский), К – Кондерский, С – Сыбахский, Ч – Чадский, Ф – Феклистовский), б – прочие на побережье и островах Охотского моря (торомский комплекс); *2* – золото- и урановорудные узлы: *a* – известные (Б – Бульбухтинский, Т – Торгойский, Э – Эльконский), б – потенциально урановорудный (Ул – Улканский), по данным сотрудников ИТИГ ДВО РАН; *3* – проекция палеотрансформной границы стагнированного океанического слэба на глубине 550 км: *a* – установленная,  $\delta$  – предполагаемое (транслированное) продолжение; *4* – общий контур магмаметаллогенического пояса; *5* – некоторые крупные разломы: *a* – зоны Вебирс,  $\delta$  – осевой части Монголо-Охотского пояса; *6* – ареалы щелочного магматизма; 7 – некоторые поля кайнозойских базальтов; *8* – южная граница Сибирской платформы.

Алданское звено ИКФ пояса, соответствуя в целом одноименному рудно-россыпному району, характеризуется как значительным генетическим разнообразием коренных и россыпных месторождений благородных металлов, так и широкой их распространенностью.

В нем преобладают вулканоплутонические образования верхнеюрско-раннемелового комплекса исключительно разнообразного состава (от ультраосновных до кислых), щелочности (от щелочноземельных до ультращелочных) и возраста (155-165, 140-145, 130-135 млн лет) [5–7]. Самыми молодыми (100–110 млн лет) считаются дайки щелочных пород тингуаитов), (сиенит-порфиров, грорудитов, пересекающие рудоносные линейные штокверки. Металлогеническая специализация Алданского звена ИКФ определяется в первую очередь золотом, а также ураном, платиноидами и молибденом. На его площади размещены крупные рудные узлы (Куранахский, Лебединский, Эльконский) с месторождениями разных геолого-генетических типов: золотоджаспероидного, золотоскарноидного, золотосульфидного, золотопорфирового, золотоуранового и др., но возникших в одну (позднемезозойскую) металлогеническую эпоху [1, 5, 6]. В гранитогнейсах распространена золотобраннеритовая минерализация Эльконского узла, в карбонатных толщах чехла – субсогласные лентовидные залежи золотосульфидной (низы разреза) и золотоджаспероидной (верхи разреза) минерализации Лебединского и Куранахского узлов соответственно. В западной части района среди мафит-ультрамафитов разведаны коренные проявления и россыпи МПГ Инаглинского узла [7]. Платиноиды (мончеит и эрликманит) выявлены также на Рябиновом золотомедно-порфировом месторождении.

Золотоурановое оруденение, сосредоточенное в кристаллических породах основания, контролируется крупными протяженными (десятки километров) омоложенными разломами древнего заложения. В них дайки раннепротерозойских микродиоритов, чередуясь с бластокатаклазитами и бластомилонитами, окружены кварц-микроклиновыми и пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами мощностью до 40 м [1]. Возраст метасоматитов (К-Аг метод) 130–150 млн лет, браннерита (U-Pb метод) 130–135 млн лет, послерудных даек щелочных пород 103–125 млн лет [6]. Основная часть Аи сосредоточена в пиритах метасоматитов, а его зерна (30–50 мкм) пробностью 700 ‰ встречаются в поздней кальцитадуляровой ассоциации [1].

К западу от Алданского звена, на возможном продолжении палеотрансформного разлома, контролирующего положение ИКФ пояса и границы раздела структур Алдано-Станового щита и Сибирской платформы, находится Чарский рудный район, объединяющий несколько узлов (Березовский, Бульбухтинский, Ничатский, Торгойский и др.). В названных узлах среди метаморфических комплексов раннего докембрия, карбонатных толщ чехла, зон структурно-стратиграфического несогласия и щелочных пород алданского комплекса выявлена разнотипная минерализация [8]. На Торгойской площади, в Мурунском массиве суперкалиевых (кальсилитовых) нефелиновых сиенитов (115–130 млн лет), его эндо- и экзоконтактах, оценено несколько месторождений радиоактивного, калий-алюминиевого, керамического, камнесамоцветного сырья, барий-стронциевых карбонатитов, черных (Ti), цветных и благородных металлов [8]. Рудоносные зоны Торгойского U-Th-REE месторождения, вскрытые среди интенсивно метасоматически преобразованных щелочных пород, содержат браннерит, настуран, уранинит, коффинит, торит, торбернит, монацит, отенит и другие минералы. На некоторые зоны наложены кварц-гематитовая, платиноидная, золотокварц-сульфидная и золотосеребряная (Au-PGE-Ag) минерализация. Благородные металлы в таких зонах, по данным сотрудников ВИМС, представлены самородным золотом, сперрилитом, соболевскитом, садбериитом, фрудитом, канфильдитом и другими минералами.

Сведения о зональном размещении гипербазитовых интрузий и щелочноземельнощелочных магматитов хорошо согласуются с фактами приуроченности платиноносных массивов к границам поднятий и прогибов, заполненных протерозой-кембрийскими отложениями многоярусного чехла САК, а значит, и с вероятной принадлежностью тех и других единой структуре. Это, в свою очередь, позволяет предполагать, что возникновение поднятий и размещенного на их площади благороднометалльного оруденения обусловлено влиянием однотипных геодинамических процессов.

По авторским представлениям [11, 12], ИКФ пояс возник в позднем мезозое под влиянием глубинной геодинамики. Он совмещается с проекцией одного из палеотрансформных разломов, ограничивающих (в транзитной зоне мантии) стагнированный океанический слэб. Повышенная платиноносность щелочно-ультраосновных массивов пояса объясняется воздействием производных нижней мантии на восходящие верхнемантийные плюмы [11].

Таким образом, представленные материалы по геологии, минерагении Инагли-Кондер-Феклистовского пояса и его флангов свидетельствуют, по мнению авторов, о решающем влиянии глубинной геодинамики на размещение крупных месторождений и узлов благороднометалльного и уранового оруденения в южном обрамлении Сибирской платформы и о необходимости продолжения комплексных исследований региона.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Бойцов В.Е.</u>, Пилипенко Г.Н. Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия) // Геология рудных месторождений, 1998. Т. 40. № 4. С. 354–369.

2. <u>Геологическая</u> карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист N-(53), 54 – Николаевск-на-Амуре, Л.: 1981. 112 с.

3. <u>Гурович В.Г.</u>, Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.

4. <u>Ельянов А.А.</u>, Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Новосибирск: Наука, 1991. 168 с.

5. <u>Казанский В.И.</u> Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район / В.И. Казанский // Геология рудных месторождений, 2004. Т. 46. № 3. С. 195–211.

6. <u>Казанский В.И.</u>, Максимов Е.П. Геологическая позиция и история формирования Эльконского урановорудного района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений, 2000. Т. 42. № 3. С. 211–230. 7. <u>Корчагин А.М.</u> Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. М.: Недра, 1996. 157 с.

8. <u>Самович Д.А.</u>, Царук И.И., Кокарев А.А. и др. Минерально-сырьевая база урана Восточной Сибири. ФГУГП «Урангеологоразведка». Издание второе. Иркутск: Геологоразведка, типография Глазковская, 2012. 163 с.

9. <u>Фатьянов И.И.</u>, Хомич В.Г. Бекчиулское золотоносное вулкано-плутоническое сооружение: магматические ассоциации, особенности развития, схема формирования (Нижнее Приамурье) // Тихоокеанская геология, 1997. Т.16. № 1. С. 32–44.

10. <u>Хомич В.Г.</u>, Борискина Н.Г. Позиция зональных щелочно-ультраосновных массивов Юго-Востока России в ракурсе данных сейсмотомографии // Доклады академии наук, 2012. Т. 446. № 2. С. 191–196.

11. <u>Хомич В.Г.</u>, Борискина Н.Г. Глубинная геодинамика Юго-Востока России и позиция платиноносных базит-гипербазитовых массивов // Вулканология и сейсмология, 2013. № 5. С. 40–50.

12. <u>Хомич В.Г.</u>, Петрищевский А.М. Протомагматические очаги золотоносных систем Приамурья // Вулканология и сейсмология, 2004. № 1. С. 25–38.

13. <u>Шуколюков Ю.А.</u>, Якубович О.В., Мочалов А.Г. и др. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (<sup>190</sup>Pt-<sup>4</sup>He метод) // Петрология, 2012. Т. 20. С. 545–559.

## МАЛОСУЛЬФИДНОЕ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЛЧЬЕТУНДРОВСКОГО МАССИВА ГАББРО-АНОРТОЗИТОВ (Кольский полуостров, Россия)

#### В.В. Чащин

# Геологический институт Кольского научного центра РАН, 184209, Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14, Россия

Приведены сведения о внутреннем строение палеопротерозойского Волчьетундровского массива габбро-анортозитов, особенностях локализации в нем малосульфидного платинометального оруденения, его характеристика и минеральный состав. Волчьетундровский массив длиной 24 км при ширине от 500 м до 4 км слагает среднюю часть комплекса автономных анортозитов Главного Хребта общей протяженностью 75 км, вытянутого в субмеридиональном направлении. Во внутреннем строении массива выделяются эндоконтактовая краевая и главная зоны. Краевая зона мощностью от 20 до 400 м сложена мезо-лейкократовыми норитами, габбро-норитами, плагиоклазитами, реже ортопироксенитами. Главная зона слагает основной объем массива И представлена крупнозернистыми лейкократовыми габбро, габбро-норитами и анортозитами. Малосульфидное платинометальное оруденение Волчьетундровского массива пространственно и генетически связано с сульфидной вкрапленностью (1-5%), отчетливо делится на два типа, которые существенно различаются условиями локализации, минеральным составом, основными химическими параметрами и промышленной значимостью. К первому типу относится оруденение, локализованное в пределах краевой зоны и имеющее наибольший промышленный потенциал. Ко второму типу принадлежит оруденение, развитое в пределах главной зоны. Минеральный состав платинометального оруденения представлен 22 минеральными видами, среди которых преобладают сульфиды, в подчиненном количестве присутствуют висмутотеллуриды и арсениды.

Волчьетундровский массив, краевая зона, главная зона, нориты, лейкогаббро, платиноиды, минералы платиновой группы

## LOW-SULFIDE PGE MINERALIZATION IN THE PALEOPROTEROZOIC VOLCHETUNDRA GABBRO-ANORTHOSITE MASSIF (KOLA PENINSULA, DUSSIA)

## RUSSIA)

## V.V. Chashin

Provides information about the internal structure of Paleoproterozoic Volchetundra gabbroanorthosites massif, features localization in it of low-sulfide PGE mineralization, its charac-teristics and mineral composition. The Volchetundra massif 24 km long and 0.5-4 km wide occupies the middle part of the autonomous anorthosites Main Range complex, which extends for 75 km in the nearly meridional direction. The main and endocontact marginal zones are distinguished in the internal composition massif. The marginal zone 20-400 m thickness is composed meso-leucocratic norites, gabbro-norites, plagioclasites, rarely orthopyroxenites. The main zone compose basic volume of massif and presents of coarse-grained leucocratic gabbro, gabbro-norites and anorthosites. Low-sulfide PGE mineralization of the Volchetundra massif spatially and genetically associated with sulfide dissemination (1-5 %), distinctly divided into two types, which differ considerably of environment localization, mineral composition, basic chemical parameters and industrial importance. The first type mineralization is localized within the marginal zone and have the greatest industrial potential. The second type mineralization developed within the main zone. Mineral composition of PGE mineralization presents of 22 mineral species, dominated by sulphides, in subordinate quantities are bismutotellurides and arsenides.

Volchetundra massif, marginal zone, main zone, norites, leucogabbro, platinoids, minerals of platinum group

В течение последних 10–15 лет в пределах Кольского региона были выявлены крупные месторождения мирового уровня малосульфидных Pt-Pd руд. Большинство из них приурочено к палеопротерозойским расслоенным базит-ультрабазитовым интрузиям Мончегорского и Федорово-Панского комплексов с возрастом около 2,50 млрд лет. Эти интрузивные комплексы являются индикаторами начального этапа развития Имандра-Варзугской рифтогенной структуры, залегая, соответственно, в основании ее западного замыкания и северного борта (рис. 1А). Все выявленные месторождения малосульфидных Pt-Pd руд делятся на два основных типа: стратиформные, «рифовые» гармоничные с расслоенностью массивов и «базальные», локализованные в пределах краевых частей интрузий [3].

Помимо малосульфидных месторождений, связанных с расслоенными интрузиями, был выявлен новый тип таких месторождений, ассоциирующий с Волчьетундровским массивом автономных габбро-анортозитов. Металлогеническая специализация комплексов автономных анортозитов общеизвестна и характеризуется наличием в связи с ними железотитанового оруденения. Промышленных масштабов подобное оруденение достигает в неоархейских интрузиях автономных анортозитов Кольского региона (массивы Цагинский, Ачинский и Магазин-Мусюр). Иногда в ассоциации с железо-титановым оруденением присутствует сульфидная минерализация, преимущественно пирротинового состава (Цагинский массив) [10].

Однако промышленных сульфидных медно-никелевых месторождений, приуроченных к анортозитовым интрузиям, не установлено [11]. До недавнего времени также не было обнаружено и проявлений платиноидов, связанных с автономными анортозитами, соответственно, эти комплексы не рассматривались в качестве перспективных на выявление оруденения подобного типа. Однако за последнее время в некоторых массивах автономных анортозитов были выявлены повышенные концентрации платиноидов, в частности, в массивах Алдано-Становой (Каларский комплекс) и Джугджуро-Становой областей (Джугджурский комплекс): Куронаахском и Лантарском, соответственно, [2, 4, 6]. Волчьетундровский массив является первым примером обнаружения малосульфидного платинометального оруденения в промышленном масштабе в интрузии автономных анортозитов палеопротерозойского возраста.





1 – палеозойские интрузии щелочных нефелиновых сиенитов: Хибинский (Х), Ловозерский (Л); 2 – палеопротерозой-ские рифтогенные структуры: Печенгская (П), Имандра-Варзугская (ИВ), Куолаярвинская (К); 3 – палеопротерозойские гранулитовые пояса: Лапландский (Л), Кандалакшско-Колвицкий (КК); 4 – позднеархейские зеленокаменные пояса: Колмозеро-Воронинский (КВ), Терско-Аллареченский (ТА); 5 – Кейвская структура; 6 – комплекс автономных габбро-анортозитов Главного Хребта.

# Рис. 1 Б. Геологическая схема зоны сочленения Кольского блока и Беломорского подвижного пояса.

1 – вулканогенно-осадочные образования палеопротерозойской Имандра-Варзугской рифтогенной структуры; 2–5 – палеопротерозойские интрузивные комплексы: 2 – Имандровский расслоенных интрузий; 3 – габброидов Нярк-тундры; 4 – автономных габбро-анортозитов Главного Хребта Чуна-(ЧТ), Волчьих-(ВТ), Лосевых и Медвежьих-(ЛТ) тундр; 5 – Мончегорский расслоенных интрузий: Мончегорский плутон (МП), Мончетундровский массив (МТ), Островской массив (О); 6 – вулканогенные образования позднеархейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса, 7 – ранне-позднеархейские метаморфические и ультра-метаморфические образования Кольского блока (К) и Беломорского подвижного пояса (Б); 8 – разрывные нарушения.

# Рис. 1 В. Схема геологического строения Волчьетундровского габбро-анортозитового массива.

1 – долериты, габбро-долериты; 2 – клинопироксениты, плагиоклаз- и оливинсодержа-щие; 3 – гибридные гиперстеновые кварцевые диориты; 4–5 – породы Волчьетундровского массива: 4 – лейконориты, плагиоортопироксениты, габбро-нориты краевой зоны; 5 – круп-нозернистые габбро и габбро-нориты (а), анортозиты (б), троктолиты (в), среднезернистые габбро-нориты (г) главной зоны; 6 – образования Кольского блока: основные и кислые гра-нулиты, амфиболиты, плагиогнейсы гранатбиотитовые, кварциты магнетитовые, гнейсо-диориты и эндербиты; 7 – образования Беломорского подвижного пояса: гнейсы био-титовые, амфиболиты, гнейсо-плагиограниты и гнейсо-диориты; 8 – элементы залегания: гнейсовидности и сланцеватости (а), полосчатости (б), трахитоидности (в); 9 – геологи-ческие границы: достоверные (а), предполагаемые (б), фациальные (в); 10 – разрывные нарушения: неустановленной морфологии (а), надвиги (б).

Волчьетундровский массив слагает среднюю часть комплекса автономных габброанортозитов Главного Хребта, включающего массивы Чуна-Волчьих-Лосевых и Медвежьих тундр, вытянутых в субмеридиональном направлении (рис. 1Б). Их общая протяженность составляет 75 км при ширине от 1 до 10 км. Массивы маркируют границу между основными геологическими структурами региона: Кольским блоком на востоке и Беломорским подвижным поясом на западе. Собственно Волчьетундровский массив имеет протяженность 24 км при ширине от 1 до 4 км (рис. 1В). Западный контакт массива с породами Беломорского подвижного пояса тектонический, что выражается в образовании в эндоконтакте зоны полосчатых бластомилонитов по габброидам мощностью до 200 м. Восточный контакт – интрузивный, зачастую с образованием в экзоконтакте гибридных гиперстеновых диоритов в результате термального воздействия основной магмы на основные гранулиты Кольского блока. Во внутреннем строении Волчьетундровского массива выделяются две основные зоны: краевая и главная. Краевая эндоконтактовая зона мощностью от 20 м в южной части массива до 400 м в средней протягивается практически вдоль всего его восточного контакта и имеет восточное падение под углами 55-85° (рис. 1В, 2). В ее строении принимают участие, главным образом, среднезернистые мезолейкократовые нориты и плагиоклазиты, реже габбро-нориты и ортопироксениты. С породами краевой зоны ассоциирует вкрапленная и гнездовая сульфидная минерализация, зачастую сопровождаемая малосульфидным платинометальным оруденением, поэтому она рассматривается в качестве рудоперспективной. Главная зона Волчьетундровского массива слагает его основной объем и образована несколькими породными разновидностями. Преобладающим развитием в ее составе пользуются крупнозернистые лейкократовые габбро и габбро-нориты. В осевой части массива развита полоса шириной около 1 км среднекрупнозернистых анортозитов (рис. 1В). Среди лейкогаббро и анортозитов в резко подчиненном количестве встречаются прослои и линзы троктолитов и пегматоидных габброноритов мощностью от первых метров до 100–150 м.

Возраст Волчьетундровского массива U-Pb методом по циркону определен для лейконоритов краевой зоны в  $2473 \pm 7$  млн лет и  $2463 \pm 2,4$  млн лет, а для лейкогаббро главной зоны в  $2467 \pm 8$  млн лет [8]. Полученные возраста рассматриваются как время кристаллизации пород массива, происходившее в достаточно узком диапазоне времени, не более 10 млн. лет. Ранее U-Pb методом по циркону был определен возраст крупнозернистых лейкократовых габбро-норитов Чунатундровского массива в  $2467 \pm 7$  млн лет [1, 5]. Сходство возрастов Волчъетундровского и Чунатундровского массивов служит доказательством возрастного единства всего комплекса Главного хребта (Чуна-Волчьих-Лосевых и Медвежьих тундр) в целом.

В результате проведения поисковых работ на Волчьетундровском массиве были выявлены два проявления малосульфидного платинометального оруденения (оз. Ольче и г. Юкспор). Оба проявления находятся в сходной геологической ситуации и включают площадь восточной краевой зоны массива с примыкающим к ней фрагментом главной зоны (рис. 2А). Платинометальное оруденение локализовано в нескольких рудных горизонтах, которые выделяются только по результатам пробирного анализа керновых и бороздовых проб при бортовом содержании Pt+Pd ≥ 0,5 г/т. Горизонты имеют преимущественно пластовую форму мощностью от 0.5 до 3 м с отдельными раздувами мощностью до 45 м (рис. 2Б). Существует вполне определенная закономерность в локализации рудных горизонтов. Большей частью они приурочены к контакту краевой зоны с породами главной или вблизи него, реже присутствуют в средней части краевой зоны. Иногда отдельные рудные горизонты расщепляются на более мелкие прослои и выклиниваются. Внутреннее строение наиболее мощных из них характеризуется неоднородным распределением полезных компонентов. Характерной особенностью рудных тел в породах главной зоны является их незначительная протяженность, варьирующая мощность от 2 до 7 м (рис. 2Б) и переменное содержание в них полезных компонентов (Pt+Pd от 1 до 6 г/т). При этом, по мере удаления от контакта с краевой зоной возрастает содержание Pt и отношение Pd/Pt меняется от близкого к 1 до 0,8.

Таким образом, в целом платинометальное оруденение Волчьетундровского габброанортозитового массива отчетливо делится на два типа, которые существенно различаются условиями локализации, минеральным составом, основными химическими параметрами (табл. 1) и промышленной значимостью. К первому типу относится оруденение, имеющее наибольший промышленный потенциал и локализованное в пределах краевой зоны. Ко второму типу принадлежит платинометальное оруденение, развитое в пределах главной зоны. Самостоятельного промышленного значения данный тип оруденения не имеет и может быть использован только в совокупности с оруденением краевой зоны.


**Рис. 2. А. Схема геологического строения северной части Волчьетундровского массива.** *1* – клинопироксениты плагиоклаз- и оливин-содержащие; *2* – гибридные кварцевые гиперстеновые диориты; *3-4* – породы Волчьетундровского массива: 3 – краевая зона: лейконориты, габбро-нориты, плагиоклазиты, 4 – главная зона: лейкогаббро (а), лейкогаббро-нориты (б), пегматоидные габбро (в), троктолиты (г); *5-6* – породы Кольского блока: 5 – диориты и кварцевые диориты гиперстеновые, 6 – основные гранулиты, амфиболиты, плагиосланцы амфибол-биотитовые (а), кварциты магнетитовые и гиперстен-магнетитовые (б); *7* – зоны платинометального оруденения; *8* – элементы залегания гнейсовидности, сланцеватости и полосчатости; *9* – геологические границы: достоверные (а), предполагаемые (б), фациальные (в); *10* – разрывные нарушения; *11* – участки проведения поисковых работ: (1) оз. Ольче и (2) г. Юкспор; *12* – скважины и их номера.

#### Рис. 2. Б. Геологический разрез по профилю 174.

l – морена; 2 – дайки керсутитовых оливин-содержащих вебстеритов и кортландитов; 3 – габбро пижонитовое, такситовое; 4 – гибридные кварцевые гиперстеновые диориты; 5-6 – породы Волчьетундровского массива: 5 –краевая зона: нориты лейко-мезократовые и такситовые, ортопироксениты, габбро-нориты, плагиоклазиты, 6 – главная зона: габбро и габбро-нориты лейко-мезократовые, троктолиты, ортоамфиболиты; 7 – основные гранулиты; 8 – геологические границы; 9 – разрывные нарушения; l0 – зоны платинометального оруденения с содержаниями Pt+Pd ≥ 0,5 г/т; l1 – скважины их номера и глубина.

Таблица	1.	Вариации	содержаний	компонентов	И	ИХ	средних	параметров	В			
платиномет	платинометальном оруденении краевой и главной зон Волчьетундровского массива											

Компоченты параметры	3	Оны
Компоненты, параметры	краевая	главная
Аи, г/т	0,01–0,70	0,01–0,50
Pt, г/т	0,08–3,75	0,13–6,34
Pd, r/t	0,27–9,35	0,04–7,93
Pt+Pd, r/T	1,37	1,61
Pd/Pt	3,1	1,3
Си, мас. %	0,007–0,25	0,004–0,40
Ni, мас. %	0,005–0,27	0,001–0,067
S, мас. %	0,009–1,60	0,005–0,61
Cu/Ni	1,15	3,84

Платинометальное оруденение пространственно и генетически связано с сульфидной минерализацией, представленной первичной ассоциацией пентландит-пирит-халькопиритпирротин, в то же время, обратная зависимость проявлена не всегда. Содержание сульфидов колеблется от редких зерен до 2-5 % в краевой зоне и до 1-3 % в главной и по этому признаку оруденение относится к малосульфидному типу. Доля вышеуказанных минералов в общей сульфидной массе обычно составляет 98–100 %. В целом видовой состав сульфидов краевой и главной зон массива одинаков, однако, соотношения их между собой в пересчете на 100 % сульфидов заметно варьируют. Так, в породах краевой зоны доля пирротина является максимально высокой (58 %), количество халькопирита составляет 24 %, пентландита – 14 % и пирита – 4 %. В породах главной зоны в балансе сульфидных минералов резко преобладает халькопирит (53 %), содержания пирротина и пирита достигают 21 и 20 %, соответственно, а пентландит (6 %) занимает подчиненное положение.

В составе платинометального оруденения было обнаружено 22 минерала платиновой группы (МПГ) [9]. Основными концентраторами платины являются куперит, брэггит, сперрилит и мончеит, а палладия – высоцкит, котульскит, меренскиит и брэггит, реже – палладоарсенид и арсенопалладинид. Среди МПГ преобладают сульфиды (куперит-брэггитвыскоцкит), висмутотеллуриды (мончеит-котульскит-меренскиит) и арсениды (сперрилит, арсенопалладинит) (табл. 2). Сульфиды Pt и Pd наиболее распространены, присутствуя в количестве от 21 до 65 % МПГ в краевой зоне и от 66 до 74 % – в главной. Содержание висмутотеллуридов ряда мончеит-котульскит-меренскиит более изменчиво, чем сульфидов. В краевой зоне они встречаются в широком диапазоне (от 5 до 65 % МПГ), а в главной зоне обнаружены только в одной пробе в количестве 15 % МПГ [9]. Остальные минеральные виды, такие как сульфоарсениды, теллуриды и станниды в повышенных количествах встречаются в главной зоне и весьма редки – в краевой. В число постоянно присутствующих минеральных фаз входит самородное золото и электрум.

		кр	аевая зон	a		главная зона		
Минералы	1701	1702	2301	2701	2702	1703	4001	
Куперит (Pt,Pd)S	+++	•	+++	+++	++	•	+++	
Брэггит (Pd,Pt,Ni)S	•	••	•	••	•••	••	•••	
Высоцкит (Pd,Ni)S	++	+++	+++	++	++	+++	+++	
Лаурит RuS <sub>2</sub>						++		
Эрлихманит OsS <sub>2</sub>						++		
Мончеит Pt(Te,Bi) <sub>2</sub>		+++	••	•	•		++	
Меренскиит (Pd,Pt)(Te,Bi) <sub>2</sub>	+	+	•	+++	•			
Котульскит Pd(Te,Bi)	++	•		•	•		•	
Сперрилит PtAs <sub>2</sub>	•••	++	++	++	++	+++	+	
Арсенопалладинит $Pd_5(As_Sb)_2$	++	++	++			++		
Палладоарсенит Pd <sub>2</sub> As						+++		
Атенеит (Pd,Hg) <sub>3</sub> As						++		
Платарсит PtAsS						++		
Холлингвортит (Rh,Pt,Pd)AsS	+					++		
Теларгпалит (Pd,Ag) <sub>3</sub> Te		+						
Сопчеит Рd <sub>4</sub> Ag <sub>3</sub> Te <sub>4</sub>	+							
Кейтконнит Pd <sub>3</sub> Te							+++	
Мелонит Ni,Ag,Pd)Te <sub>2</sub>	+							
Паоловит Pd <sub>2</sub> Sn							+	
Pt-Fe сплав							++	
Самородное золото	++	++	++	+++	++		+++	
Электрум (Au,Ag)		++		+		+		

Таблица 2	. Распределение платинометальной минерализации в породах крае	вой и
главной зон	Волчьетундровского массива	

*Примечение*: Содержания минералов: + до 1 %, ++ от 1 до 5 %, +++ от 5 до 10 %, • от 10 до 30 %, •• от 30 до 50 %, ••• более 50 %.

Данные по химическому составу МПГ несут важную информацию об условиях образования платинометального оруденения, которые, наряду с температурой

кристалллизации пород Волчьетундровского массива, создают предпосылки для оценки условий образования его рудно-магматической системы. Ранее на основании изучения состава сосуществующих пироксенов были получены температуры кристаллизации пород краевой зоны Волчьетундровского массива в 1170-1005 °С и главной – 1100-940 °С, при давление в 9 кбар [7]. Наиболее распространенные МПГ (куперит, брэггит и высоцкит) кристаллизовались в интервале 900-700 °C, т. е. в конце собственно магматической-начале позднемагматической стадий. Совместное нахождение в составе платинометального оруденения висмутотеллуридов (котульскита и меренскиита), согласно экспериментальным данным по изучению системы Pd–Bi–Te [12], указывает на температуры их кристаллизации от 710 до 575 °C. Таким образом, по мере дальнейшего снижения температуры, на позднемагматической стадии, вероятно, происходило образование минералов группы висмутотеллуридов и, возможно, арсенидов, а завершалось рудообразование выделением теллуридов, сульфоарсенидов, самородного золота и электрума на постмагматической или гидротермальной стадии. Вероятно, их образование происходило при температуре 400-450 °С и ниже. Учитывая незначительную долю этих минералов в общем объеме рудной составляющей, эта стадия была проявлена слабо и не привела к существенному перераспределению оруденения.

Выявление малосульфидного платинометального оруденения, связанного с массивом автономных анортозитов, дает основание рассматривать комплекс Главного Хребта, а также гигантские интрузии автономных анортозитов сходного внутреннего строения (например, Алдано-Становой и Джугджуро-Становой областей) в качестве объектов, перспективных на обнаружение крупных месторождений малосульфидных собственно платинометальных руд.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ 13-05-12055.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Баянова Т.Б.</u> Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

2. <u>Бучко И.В.</u> Этапы ультрамафит-мафитового и габбро-анортозитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Автореферат дисс. д-ра геол.-мин. наук. Владивосток: Изд-во ДВГИ ДВО РАН, 2010. 47 с.

3. <u>Митрофанов Ф.П.</u> Новые виды минерального сырья Кольской провинции: открытия и перспективы // Материалы конференции «Научное наследие акад. В.Н. Смирнова». М.: ИГЕМ РАН, 2005. С. 39–53.

4. <u>Приходько В.С.</u>, Ситников Н.В. Перспективы платиноносности Лантарского габброанортозитового массива // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Матер. второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар. 2000. Т. III. С. 290–291.

5. <u>Расслоенные</u> интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Отв. ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты: Издво КНЦ РАН, 2004. Часть 2. 177 с.

6. Соляник А.Н., Октябрьский Р.А., Соляник В.А. Рудная минерализация в петрогенезисе анортозитовых массивов Джугджуро-Становой области // Петрография на

рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар. 2000. Т. III. С. 232–235.

7. <u>Чащин В.В.</u> Пироксены Мончетундровского перидотит-пироксенит-лейкогаббрового и Волчьетундровского габбро-анортозитового массивов // Записки ВМО, 1999. № 3. С. 101–111.

8. <u>Чащин В.В.</u>, Баянова Т.Б., Елизарова И.Р, Серов П.А. Волчьетундровский массив комплекса автономных анортозитов главного хребта, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические исследования (Кольский полуостров, Россия) // Петрология, 2012. Т. 20. № 5. С. 1–26.

9. <u>Чащин В.В.</u>, Петров С.В. Малосульфидные платиновые руды Волчьетундровского массива габбро-анортозитов (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений, 2013. Т. 55. № 5. С. 415-442.

10. <u>Юдин Б.А.</u> Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 169 с.

11. Ashwal L.D. Anorthosites. Springer-Verlag. 1993. 422 p.

12. <u>Hoffman E.</u>, MacLean W.H. Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd-Bi-Te system // Economic Geology, 1976. V. 71. P. 1461–1468.

## ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОЛИВИНОВЫХ КЛИНОПИРОКСЕНИТАХ ИДЖИМСКОГО ГАББРО-ДУНИТ ПЕРИДОТИТОВОГО КОМПЛЕКСА ВЕРХНЕАМЫЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

#### Т.Ю. Черкасова

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, 634050, г. Томск, проспект Ленина, д. 30, Россия

В оливиновых клинопироксенитах иджимского комплекса габбро-дунитперидотитовой формации Верхнеамыльского рудного района Западного Саяна с помощью электронного сканирующего микроскопа Hitachi S3400N на базе МИНОЦ «Урановая геология» Томского политехнического университета установлена платинометалльная рудная минерализация.

оливиновые клинопироксениты, благородные металлы и их сплавы, рудная минерализация

## PGE MINERALIZATION IN THE OLIVINE CLINOPYROXENITES OF THE IDZHIMSKY GABBRO-DUNITE-PERIDOTITE COMPLEX OF THE UPPER AMYL ORE DISTRICT (WEST SAYAN)

#### T.Yu. Cherkasova

PGE mineralization was found in the olivine clinopyroxenites of the Idzhimsky gabbro-duniteperidotite complex of the Upper Amyl ore district with scanning electron microscope Hitachi S3400N (in International Innovation Research and Education Center "Uranium Geology" at Tomsk Polytechnic University).

olivine clinopyroxenites, noble metals and their alloys, ore mineralization

В оливиновых клинопироксенитах, отобранных в отвалах Верхнеамыльского рудного района (р. Изинзюль, правый приток р. Амыл) (рис. 1), выявлена платинометалльная рудная минерализация. Предполагаемым источником оливиновых пироксенитов является небольшой массив (см. усл. обозн. 10 на рис. 1), расположенный примерно в 7–8 км на юговосток от хорошо изученного Калнинского массива. Оба массива являются производными единого иджимского комплекса габбро-дунит-перидотитовой формации [1].

Образцы, содержащие минералы платиновой группы (МПГ) и редкие металлы, изучались на базе МИНОЦ «Урановая геология» Томского политехнического университета с помощью электронного сканирующего микроскопа Hitachi S3400N. Макроскопически оливиновые клинопироксениты свежего облика, грязно-зеленого цвета с незначительными темными прожилками частично замещенного оливина. Аналогичные малоизмененные диопсидиты описаны в Калнинском массиве А. Д. Еханиным в виде более поздних даек в дунит-гарцбургитовых породах офиолитовой серии, однако сведений о наличии в них платинометалльных минералов не приведено [2]. Клинопироксен в исследуемых образцах представлен диопсидом, который слагает основной объем пород, размер его кристаллов варьирует от 3 до 6 мм. Оливин слагает около 10 % от общего объема пород, местами частично серпентинизирован, размер его зерен не превышает 4–5 мм.





1 – вулканогенные отложения девона; 2 – силурийские и ордовикские отложения: а – федоровская свита Sfd, б – имирская свита, в – систигхемская серия Ost; 3 – терригенные отложения аласугской серии C<sub>2</sub>al; 4 – габбро-плагиогранитный маинский комплекс; 5 – габбро-диорит-гранодиоритовый ольховский, таннуольский? комплексы; 6 – серпентиниты по породам ультраосновного состава; 7 – горизонт конгломератов; 8 – горизонты туфопесчаников; 9 – точки отбора проб; 10 – предполагаемый источник сноса образцов; 11 – образец оливиновых клинопироксенитов с платиноидами.

Текстура пород плотная, однородная и массивная. Структура панидиморфная, среднекрупнозернистая. Сульфидная вкрапленность устанавливается визуально и составляет примерно 8 % от общего объема пород. Сульфидные зерна в породе распределены хаотично и встречаются как в клинопироксене, так и на границе с оливином. Сульфидные капли характеризуются непостоянной размерностью (0,2–4,0 мм) и составом. Халькопирит слагает до 50 % от объема сульфидных капель наравне с пентландитом. В подчиненном количестве встречаются другие сульфиды меди (борнит, ковеллин) и никеля (миллерит). Отмечаются пирротин, галенит и сфалерит. Из рудных оксидов, помимо хромшпинелидов, повсеместно развит магнетит. В исследуемых образцах платинометалльная минерализация зафиксирована в зерне халькопирита, заключенного в пентландит (рис. 2). В образцах палладиевая минерализация фиксировалась как в виде совместных срастаний с платиновой фазой в зерне халькопирита, заключенным в пентландит (рис. 2), так и в виде самостоятельной фазы теллурида палладия в халькопирите.



Рис. 2. Карта компонентного состава фрагмента рудного зерна, вмещающего платинометалльную минерализацию.

Cpt – халькопирит, Pnt – пентландит. Электронный сканирующий микроскоп Hitachi S3400N, оператор С. С. Ильенок (МИНОЦ «Урановая геология» ТПУ).

Благородно-метальная минерализация представлена теллуридом палладия с примесью ртути, по составу близкому к темагамиту Pd3HgTe3; теллуридом палладия и платины; сульфидом палладия и платины, близкого по составу к купериту (Pt,Pd)S или бреггиту (Pt,Pd)S. Схожая рудная минерализация отмечалась В оливиновых клинопироксенитах Дзелятышорского массива Урала и интерпретирована авторами находок как проявление нового малосульфидного золото-платинометалльного типа рудной минерализации. По мнению А.М. Пыстина с соавторами [5] Дзелятышорский массив относится к платиноносной уральской дунит-пироксенит-габбровой ассоциации. Список минералов Дзелятышорского массива весьма разнообразен, помимо прочих отмечаются следующие минералы: самородное золото (Au), самородное серебро (Ag), бреггит (Pt,Pd)S, котульскит PdTe, высоцкит (PdS). В изученных оливиновых клинопироксенитах помимо платиновой минерализации установлены: самородное золото (Au), самородный мышьяк As с примесями Co и Ni, самородное серебро (Ag), аваруит (Ni, Fe), цинкистая латунь (Cu, Zn). О перспективности данного района на присутствие благороднометалльной минерализации известно уже с 50-ых гг. прошлого века. В это время в россыпях р. Кална были установлены осмистый иридий (OsIr), рутениридосмин (RuIrOs), изоферроплатина (Pt3Fe), тетроферроплатина (PtFe), железистая платина, туламинит (Pt2FeCu), ферроникельплатина (Pt2FeNi), высоконикелистая платина (Pt(FeNi)2), спериллит (PtAs2), потарит (PtHg), а также сульфиды, сульфоарсениды, теллуриды, арсениды, антимониды палладия и родия [2]. Затем в 2003г. А.П. Кривенко, М.Ю. Подлипский [4] при проведении поисковых работ на хром в пределах Калнинского массива из вкрапленных хромититов диагностировали спериллит (PtAs2), различные сплавы Pt-Fe-Ni, палладий, содержащий антимонид (Pd2CuSb), и осартит ((Os,Ru)AsS). С способов диагностики появлением современных вещества открываются новые возможности для изучения тонкодисперсных фаз платинометалльной минерализации в мафит-ультрамафитовых комплексах различной природы.

На основании проведенных исследований показано, что источником своеобразной платинометалльной минерализации в россыпях Западного Саяна являются не только хромититы, но и оливиновые клинопироксениты в массивах калнинского типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке Томского политехнического университета. Проект ВИУ\_ИПР\_114\_2014.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Дятлова И.Н.</u> Геологическое строение и стратиграфия северо-восточной части западносаянской складчатой системы (Амыльский рудный район) [электронный ресурс]// http://www.geologica.su/?p=30/(дата обращения: 15.07.2014).

2. <u>Еханин Д.А.</u> Геология и рудоносность Калнинского ультрабазитового массива (Западный Саян): Автореф. дис. к. г.-м. н. Красноярск, 2010. 23 с.

3. <u>Корнев Т.Я.</u>, Шарифулин С. К., Князев В. Н. «Вулканические формации докембрия Енисейского кряжа, Восточного и Западного Саяна и их золотоносность». В сб. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири и прилегающих территорий. Красноярск, Красноярскгеолсъемка, 2007. С. 170–175.

4. <u>Подлипский М.Ю.</u>, Кривенко А.П. Платино-хромитовое оруденение в офиолитовых гипербазитах Западного Саяна / Платина России. Новые нетрадиционные типы платиносодержащих месторождений. Результаты и направления работ по программе «Платина России». Сб. науч. Трудов. Москва: ООО «Геинформмарк», 2005. Т. 6. С. 100–109.

5. <u>Пыстин А.М.</u>, Пыстина Ю.И., Генералов В.И. и др. Новый тип золотоплатинометалльного оруденения на Полярном Урале // Изв. Коми НЦ УрО РАН, 2010. Вып. 2. С. 48–53.

## ДИСТАНЦИОННАЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА (НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕТАЕЖНОГО РУДНОГО УЗЛА, ПРИМОРЬЕ)

С.Л. Шевырев<sup>1,2</sup>

1– Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, ул. Пр-кт 100-я Владивостока, дом. 159, Россия;

2-Дальневосточный Федеральный университет, 690950, Владивосток, Суханова, 8, Россия

Рассматривается проблема создания крупномасштабной прогнозной модели рудных узлов на основе анализа материалов дистанционных съемок. В качестве территории проверки данного метода используется площадь Нижнетаежного рудного узла Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса, имеющего благороднометалльную специализацию.

прогноз оруденения, методы дистанционного зондирования, рудные узлы, оценка перспективности, Дальний Восток России

### REMOTE METALLOGENY OF PRECIOUS METALS IN THE FAR EAST OF RUSSIA: NEW PREDICTION OPPORTUNITIES (ON A SAMPLE OF NIZHNETAEZHNY ORE NODE, PRIMORSKY KRAY)

#### S.L. Shevyrev

The problem of large-scale predictive models of ore nodes based on the analysis of remote images is considered. As the territory of the validation of this method the area of Nizhnetaezhny ore node (noble metal mineralization) of the East Sikhote-Alin volcanic-plutonic belt has been considered.

forecast of mineralization, remote sensing methods, ore nodes, evaluation of prospects, Russian Far East

Образование месторождений как рудного, так и нерудного минерального сырья связано с миграцией в земной коре рудоносных растворов, производящих транспортировку веществ и, при наличии определенных факторов, формирующих промышленно значимые их скопления. Ключевым является представление о продуктивной гидротермальной палеосистеме – участке земной коры, обладающим свойствами трещинной перколяционной структуры, которые позволяют рудоносным флюидам мигрировать, и формировать те или иные скопления полезных ископаемых.

Задачи прогноза поисков таких месторождений требуют выявления И закономерностей строения и площадного распространения элементов гидротермальной палеосистемы. включающих источники рудного вещества И инфраструктуру, обуславливающую пути его перемещения и места отложения. Для этого в рамках настоящей работы рассматриваются вопросы формирования комплексной системы оценки территорий, направленной на их классификацию по степени прогнозной перспективности в отношении выявления гидротермальных месторождений.

Руководящей является гипотеза о том, что палеогидротермальная система, существовавшая в прошлом, сохранила свидетельства своей инфраструктуры, запечатленные

в современном рельефе, контролируемом мощностью эрозионного среза. Нарушения земной поверхности, выделяемые по космофотоснимкам (КФС), т.н. «паттерны трещиноватости», представлены структурами различной природы и возраста.

В практике дистанционных прогнозных исследований обычно выделяют линейные, кольцевые и дугообразные элементы дистанционного изображения. Линейные элементы, прослеживаемые в ландшафтах, маркируют зоны разломов различного порядка. Но для определения перспективности территории в отношении наличия полезных ископаемых, связанных с миграцией гидротермальных растворов, следует учитывать также иные структурные особенности несплошностей породы, образующие перколяционный кластер. Для возникновения инфильтрации гидротермальных растворов необходимо, чтобы система трещиноватости достигла порога протекания – минимально необходимого наличия в ней несплошностей, образовавших кластеры. Для формирования последних важны не только наличие несплошностей в объеме породы, но и их связность [по 1]. Необходимо отметить, что для формирования палеогидротермальной системы важно наличие источников растворов, в качестве одного из которых могло выступить магматическое тело.

Для выявления продуктивных зон требуется аналитически выделить черты гидротермальной системы в дистанционном изображении и рассчитать параметры, описывающие ИХ характеристики. Используются следующие средства анализа: распознавание образов с помощью преобразования Хафа, а также анализ структур палеогидротермальной системы с применением фрактальной размерности Минковского (Dm). В качестве фактического материала для анализа отбирались материалы радарных съемок Тернейского района Приморья (SRTM, разрешение 90 м), включающие территорию Нижнетаежного рудного узла (НТРУ) и прилегающие площади. Для средств дистанционного мониторинга они представляют трудные объекты, ЧТО обусловлено практически повсеместным развитием почвенно-растительного покрова. НТРУ, имеющий площадь до 500 км<sup>2</sup>, расположен В Прибрежной зоне Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (бассейн р. Таежной, примерно в 25 км от побережья Японского моря) (рис. 1), характеризуется дифференцированным геологическим строением [2], наличием разрывных нарушений различной выраженности и соподчиненности, а также центров вулканизма.

В результате проведенного исследования получена информация, которая может быть использована для создания крупномасштабной региональной прогнозной модели гидротермальных месторождений. Выявление узора трещинной сети по космическим снимкам и расчет фрактальной размерности Минковского для получения характеристики прогнозной перспективности может быть использовано для определения проницаемых зон, существовавшей некогда в геологическим прошлом палеогидротермальной системы.

Автоматизированное выявление кольцевых структур может сузить круг опоисковываемых участков, выделяя проницаемые зоны, относящиеся к примыкающим к ним кольцевым объектам дистанционного изображения как наиболее перспективные для обнаружения скоплений полезных ископаемых гидротермального генезиса



#### Рис.1. Схематическая геологическая карта НТРУ (по [2]).

1 – раннемеловые терригенные отложения складчатого основания (фундамента) Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса; 2–5 – вулканические и вулкано-плутонические комплексы: 2 – приморский турон-кампанский: а – туфы риолитов с прослоями игнимбритов, туффитов, туфоалевролитов и туфопесчаников; б – экструзии и некки риолитов; 3 – самаргинский ранне-маастрихтский: а – туфы дацитов и риодацитов, в меньшей мере – андезиты, туфы андезитов и риолитов; б – экструзии, некки и дайкообразные тела андезитов и андезидацитов; в – гранитоиды; 4 – богопольский (даний): а – игнимбриты и туфы риолитов; б – экструзии и некки дацитов, в меньшей степени - экструзии андезитов и риолитов; в – гранитоиды; 5 – кизинский (миоценовый) вулканический комплекс (субвулканические тела дацитов и андезидацитов): Буквами в кружках обозначены массивы гранитоидов: М – Малиновский, 3 – Заводской, Б – Березовский; 6 – крупные вулкано-тектонические структуры (ВТС): I – Тальниковая, II – Шандуйская, III – Носыревская, IV – Монкинское поднятие; 7–8 – разломы: 7 – ограничивающие кальдеры; 8 – прочие, в том числе: T – Таежный, Д – Дальнегорский, С – Секунжинский; 9 – контуры главных рудоносных участков.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Тарасевич Ю.Ю.</u> Перколяция: теория, приложения, алгоритмы / М.: Едиториал УРСС, 2002. 112 с.

2. <u>Ивин В.В.</u>, Родионов А.Н., Хомич В.Г. и др. Геологическое строение и типы эндогенной минерализации Нижнетаежного рудного узла (Приморье) // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 3. С. 81–87.

## ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ ШЛАМОХРАНИЛИЩ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ АНГАРСКОГО ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОГО КОМБИНАТА

#### О.В. Шемелина

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

В статье приводятся обобщенные результаты исследований: сорбционные характеристики вмещающих грунтов, распространение литохимической и гидрохимической аномалий, зависимость распространения загрязнения от гидродинамической обстановки. Дана оценка изменений параметров влияния после прекращения поступления РАО в шламохранилище.

хранилище РАО, миграция урана в водах, геохимические барьеры, прогноз миграции, сорбционные свойства грунтов

### ASSESSMENT OF INFLUENCE OF LOW-LEVEL LIQUID RADIOACTIVE WASTE STORAGES OF AECC

#### **O.V. Shemelina**

The results of our study on sorption characteristics of containing soil, distribution of lithochemical and hydrochemical anomalies, and dependence of pollution distribution on hydrodynamic situation are given in this work. The assessment of influence parameters changes after the waste intake ending in storages is given.

radioactive waste storage, uranium migration in ground water, geochemical barriers, forecast of migration, sorption properties of soil

#### введение

Определение интенсивности влияния предприятий топливноядерного цикла является необходимым условием для выбора способов консервации отдельных объектов. Такая оценка должна проводиться с учетом параметров окружающей среды и процессов протекающих в ней. Ангарский электрохимический комбинат в 2014 году останавливает сублиматное производство гексафторида урана, одновременно с этим выводится из эксплуатации система хранения жидких отходов. К настоящему моменту две карты законсервированы, одна выводится из эксплуатации, три продолжают эксплуатироваться. Целью работы является определение влияния шламоотстойников на прилегающие участки и оценка изменения этого влияния после прекращения эксплуатации шламоотстойников.

Шламовое поле представляет собой накопительную площадку на территории комбината, на которой расположены сооружения для хранения твердых (ТРО) и жидких (ЖРО) радиоактивных отходов. ЖРО по системе пульпопроводов поступают в шламохранилище, которое состоит из шести карт. Карты представляют собой приповерхностные открытые емкости прямоугольной формы размерами 100х70 м и объемом 17000 м<sup>3</sup> (соор. I–IV) и 18000 м<sup>3</sup> (соор. V–VI). Борта и днища карт гидроизолированы слоем асфальтобетона. Карты I и II заполнены до проектных уровней (мощность слоя илов около 2,5 м) и рекультивированы. Емкость III находится в стадии консервации, емкости IV–VI

являются действующими. Несмотря на гидроизоляцию стенок и дна карт, высокоминерализованные растворы просачиваются во вмещающие грунты, создавая геохимическую аномалию по направлению движения грунтовых вод. Схема вывода карт из эксплуатации предусмотрена проектом и апробирована на первых двух картах. Поверхность емкости полностью перекрыта грунтом и изолирована от метеорных вод глиняным «замком». Таким образом, осадки отводятся от РАО и отстойники выводятся из зоны активного водообмена.

В геологическом строении территории принимают участие юрские буровато-желтые песчаники, выветрелые и разрушенные до состояния суглинка, супеси и пылеватого песка, перекрытые аллювиальными песками и супесями среднечетвертичного возраста. Мощность песков с прослоями и линзами супеси и суглинка изменяется от 4,5 до 10,2 м. Поскольку изначально карты рассматривались в качестве шламоотстойников, фильтрация растворов через днище и борта стенок не предусматривалась. Поэтому при размещении карт был выбран участок с высоко проницаемыми грунтами. Коэффициент фильтрации грунтов, рассчитанный в лабораторных условиях для мелкозернистого песка составляет от 0,32 м/сут до 2,41 м/сут, для супеси – от  $1,6\times10^{-3}$  до  $3,5\times10^{-5}$  м/сут, для выветрелого песчаника с прослоями углистого вещества – от  $2\times10^{-2}$  до  $9,1\times10^{-3}$  м/сут. Опытно-фильтрационные работы показали еще более высокие коэффициенты фильтрации. Так в центральной части шламового поля была выделена проницаемая зона с коэффициентами фильтрации от 20 до 236 м/сут [2].

Сорбционные характеристики вмещающих грунтов незначительны: в результате лабораторных экспериментов установлено, что максимальная емкость поглощения урана составляет 10 г/т для пелитовой фракции супесей. Фоновое содержание урана во вмещающих грунтах на исследуемом участке составляет 1–1,5 г/т, за исключением углистых прослоев, где урана в 30 раз больше. Концентрация урана в аномалиях, связанных с отстойником, достигает 11 г/т. Современный уровень грунтовых вод (УГВ) на территории зависит от климатических особенностей, местного расположения водоупорных горизонтов и подвержен не только колебаниям, сезонным но И осложняется поступлением осветленных растворов, просачивающихся из карт. Поскольку объём техногенных растворов в несколько раз превышает объём метеорных вод, попадающих на участок, под шламохранилищем сформировался купол растекания загрязненных грунтовых вод. Высота купола составляет около 3,0-3,5 м, при этом максимальная отметка УГВ (весеннее половодье) составляла от 2,48 м до 6,28 м в зависимости от рельефа, что ниже дна карт на 1,2–1,5 м. После прекращения поступления высокоминерализованных вод, ожидается выравнивание поверхности грунтовых вод. Уровень грунтовых вод при этом снизится для отдельных карт на 1,5-2,0 м. Таким образом, расстояние до дна V и VI карт составит около 2,5 м, для I и II – около 3,5 м (рис. 1). Учитывая преобладание песчаных пород в верхней части разреза участка, такая нивелировка произойдет в течение первых месяцев после прекращения подачи растворов в карты.



Рис. 1. Гидроизогипсы и направление потока грунтовых вод во время эксплуатации шламохранилища ЖРО (а) и после прекращения эксплуатации (б).

*I* — карты ЖРО: І-ІІ законсервированные; ІІІ выводится из эксплуатации; IV-VI эксплуатирующиеся;
*2* — хранилище ТРО; 3 — граница шламового поля; 4 — дороги; 5 — изогипсы; 6 — направление стока; 7 — скважины; 8 — территория комбината; 9 — залесенные участки; 10 — золоотвал ТЭЦ.

Гидрохимические особенности рассматриваемого участка отражены на рисунке 2. Пробы воды, отобранные на изучаемой территории, характеризуются повышенным Eh  $(0,31 \div 0,478 \text{ B})$  относительно фоновых значений. Кроме того, для части проб из-под карты фиксируются и повышенные значения pH  $(8,7 \div 9,9)$ . Практически все значения водных проб расположены вблизи линии равновесия  $\text{NO}^{3-}/\text{NO}^{2-}$ . Нитрат-ион в химическом составе высокоминерализованных вод пульпы один из основных анионов, определяющих окислительно-восстановительный потенциал системы.

После прекращения поступления высокоминерализованных вод, т.е. после остановки производства, количество нитратов достаточно быстро уменьшится до полного исчезновения. Так как вследствие высокой растворимости нитрат-ионы присутствуют только в жидкой фракции пульпы, а других источников нитратов нет. После вымывания нитратов ведущей парой, задающей окислительно-восстановительные условия на рассматриваемой территории становится  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  [1]. Вследствие этого будет отмечаться снижение Eh грунтовых вод. На контакте с прослоями органического вещества окислительно-восстановительные условия еще более сдвинутся в сторону восстановительных, и здесь можно ожидать формирование восстановительных барьеров на органическом веществе. Таким примером является прослой углистого вещества в песчаниках, где естественное содержание урана существенно превышает фоновое и достигает 31,5 г/т.

На диаграмме Eh-pH (рис. 2) пунктиром выделена замкнутая область фоновых значений грунтовых вод характерная для данного участка. К этой области и будут постепенно смещаться воды участка шламоотстойника. Оценка продолжительности

водообмена выполнена на основе гидродинамических расчетов. В зависимости от количества метеорных осадков очистка грунтовых вод от нитратов произойдет в течение 10–20 лет.





Изменение состава грунтовых вод неизбежно повлияет на формы нахождения урана в растворе. В условиях присутствия нитратов уран, существующий главным образом в карбонатной форме, находится в подвижном шестивалентном состоянии  $(UO_2(CO_3)_3^{4-})$ . После выноса нитрат-иона практически весь уран в форме карбонатов будет находиться в гораздо менее подвижном четырехвалентном состоянии  $(UO_2(CO_3)_2^{2-})$ . На контакте с углистыми отложениями можно ожидать появление слаборастворимого U(OH)<sub>4</sub>. Снижение миграционной активности урана, даже с учетом относительно высокой доли подвижных форм урана [3], приведет к сохранению контуров существующих геохимических аномалий в течение продолжительного времени.

#### выводы

Сформированные отложения РАО находятся среди высокопроницаемых пород: песков, супесей и трещиноватых песчаников со слабыми сорбционными характеристиками. В результате воздействия шламоотстойников комбината на участке их размещения сформированы гидрохимическая и литохимическая аномалии, растянутые в направлении миграции грунтовых вод. Граница гидрохимической аномалии отмечается по содержанию нитрат-иона на расстоянии ~ 750 метров. Литохимическая аномалия фиксируется по содержанию урана и торий – урановому отношению. Её граница находится на расстоянии 150–200 метров от карт. Влияние шламового поля после консервации будет определяться положением шламов относительно уровня водоносного горизонта. При отводе метеорных вод от залежи, оно сведется к размыванию уже сформированных вторичных геохимических аномалий, запас урана в которых не превышает первых тонн. Антропогенные

литохимические аномалии по концентрациям и запасам урана уступают природным аномалиям, широко распространенным на участке размещения комбината.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 13-05-00032.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Богуславский А.Е.</u>, Гаськова О.Л., Шемелина О.В. Миграция урана в грунтовых водах района шламохранилищ Ангарского электролизного химического комбината // Химия в интересах устойчивого развития, 2012. № 20. С. 515–529.

2. <u>Оценка</u> фильтрационных свойств вмещающих пород и комплексная гидрогеологическая оценка территории промплощадки и отстойников ФГУП АЭХК для обоснования регламента гидрогеологического мониторинга. ИрГТУ, Центр геолого-экологических исследований, Арх. № 0284-ИЭ. Иркутск, 2005.

3. <u>Шемелина О.В.</u>, Богуславский А.Е., Юркевич Н.В. Определение иммобилизационных характеристик грунтов в районе воздействия предприятий топливноядерного цикла на примере шламоотстойников ОАО АЭХК // Материалы VII Международной научно-практической конференции. Семипалатинский государственный педагогический институт, 4–8 октября 2012 года. Т. І. Семей, 2012. С. 5–9

### ЛЕСНЫЕ ПОЖАРЫ – ВАЖНЫЙ ФАКТОР РАССЕЯНИЯ И КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛАНДШАФТАХ СИБИРИ

#### Б.Л. Щербов, И.С. Журкова

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т. Коптюга, 3, Россия

Изучение 25 пирологических объектов в различных регионах Сибири и Восточного Казахстана позволило разделить химические элементы на две группы по характеру поведения при лесных пожарах. В группу активных воздушных мигрантов вошли Hg, Cd, Pb, As, Sb, Se, Mn, Zn, U,  $^{90}$ Sr,  $^{137}$ Cs,  $^{239,240}$ Pu, в группу пассивно накапливающихся на пожарищах – Cr, Ni, Co, V, Th, Mg, K, Na, Ca, Al и некоторые другие. Это служит причиной изменения химического состава почвенно-растительного покрова не только на выгоревших площадях, но и прилегающих к ним.

лесной пожар, компоненты биогеоценоза, химические элементы, искусственные радионуклиды, миграция

### FOREST FIRES AS AN IMPORTANT FACTOR OF SCATTERING AND CONCENTRATION OF CHEMICAL ELEMENTS IN SIBERIA B.L. Shcherbov, I.S. Zhurkova

The study of 25 forest fire objects in different regions of Siberia and Eastern Kazakhstan allowed us to separate chemical elements into two groups according to the nature of the forest fires behavior. The group of active air migrants included Hg, Cd, Pb, As, Sb, Se, Mn, Zn, U, 90Sr, 137Cs, 239, 240Pu, the group passively accumulating fire sites - Cr, Ni, Co, V, Th, Mg, K, Na, Ca, Al, and other elements. Such distribution is a cause of the change in the chemical composition of soil and vegetation cover not only in both burnt-out and adjacent areas.

forest fire, biogeocenosis components, chemical elements, artificial radionuclides, migration

Вопросам миграции, концентрирования и рассеяния элементов в различных ландшафтных условиях уделяется огромное внимание геологов различных специализаций. В настоящее время лесные пожары признаны одним из самых важных факторов перераспределения химических элементов на поверхности земли. Достаточно отметить, что количество пыли и аэрозолей, ежегодно поставляемое в атмосферу эмиссией лесных пожаров, столь значительно, что совпадает с выбросами вулканов (20–150 и 10–200 млн т соответственно) [3]. Ежегодное выгорание в Сибири огромных лесных площадей сопровождается уменьшением содержания элементов в одних местах и накоплением их на новых площадях. То обстоятельство, что эти процессы затрагивают тяжелые металлы и искусственные радионуклиды, вынуждает обратить серьезное внимание на экологический аспект лесных пожаров.

Изучение лесных пожаров в различных регионах Сибири позволило разделить все химические элементы на две самостоятельных группы – воздушных мигрантов и пассивно накапливающихся в пожарищах. В первую группу вошли Hg, Cd, Pb, Zn, Mn, As, Sb, Se, U,  $^{90}$ Sr,  $^{137}$ Cs и изотопы плутония, во вторую – в основном рудные и породообразующие

элементами (Al, Na, K, Ca, Fe, Cr, Ni, Co, V, Mg и др.) [5]. Основными факторами, контролирующими поведение стабильных элементов и искусственных радионуклидов, при пожарах служат их геохимические свойства (температура кипения, биофильность и т. д.) и характер распределения в лесных горючих материалах (ЛГМ); тип пожара; погодные условия и физическое состояние ЛГМ [8]. Конкретные примеры удобнее всего рассмотреть на пирологических объектах ленточных боров Обь-Иртышского междуречья в Западной Сибири, где обследовано самое большое количество пожарищ.

#### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Подробный разбор всех пирологических объектов не позволяют рамки публикации, поэтому ограничимся лишь некоторыми из них. В качестве конкретных примеров поведения элементов выбраны несколько объектов с различной степенью интенсивности пожара. По возможности отбирались наиболее распространенные ЛГМ (лесные подстилки, хвоя, мхи, лишайники) как на фоновых площадях, так и на пожарищах (если это было возможно). Для определения степени выноса или накопления элементов на выгоревшей площади применялся отбор проб стальным кольцом (диаметр 84 мм, высота 50 мм), применяемый при отборе проб для геохимических и радиологических исследований.. В пробу на свежих площадях попадала напочвенная растительность, хвойный опад, лесная подстилка, дерновый слой (на гарях – их зола или обгоревшие фрагменты) и самый верхний слой почвы, как правило, представленный эоловыми песками или суглинками с небольшим количеством гумусового материала. Обследованием по возможности охватывалась площадь свежего и выгоревшего леса на одинаковых формах рельефа по трансекту «наветренная сторона – пожарище – подветренная сторона». Выбор точек производился по принципу случайности через определенные интервалы, определяемые размерами пожарищ. Кроме почвенно-растительного покрова в районе пожарища и на фоновых площадях опробовались отдельные ЛГМ – мхи, лишайники, хвоя, лесные подстилки и др. Все аналитические работы выполнены в лаборатории геохимии благородных и редких элементов и экогеохимии ИГМ СО РАН.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В качестве конкретного примера рассмотрим два объекта, противоположных по типу пожара. Первый из них произошел в ленточном бору на юго-западе Алтайского края в районе сел Бастан и Николаевка (табл. 1). Пожар возник на территории Восточного Казахстана 8 сентября 2010 г. и при юго-западном ветре быстро перекинулся на территорию России. Как это обычно бывает при больших пожарах, направление движения огня менялось несколько раз. Пожарище представляет собой почти пустыню с редкими островками деревьев, которым вряд ли удастся выжить. С учетом площади выгорания на казахской территории общая площадь пожарища составила около 17 тыс. га. Приведенные данные поведения элементов BO время этого пожара позволяют вычислить количество мигрировавших элементов из пожарища или накопившихся в нем. Для этого требуются только запасы подстилки в районе пожара. Вряд ли будет большой ошибкой, если взять за основу полученные нами ранее значения, вычисленные по нескольким десяткам замеров в разных местах ленточных боров – 10,8 т/га [6]. Это значение близко к среднему показателю для подстилок в сибирских лесах (11 т/га) [2].

	Элементы-мигранты и радионуклиды														
	Hg	Cd	Se	As	Sb	Pb	Zn	Mn	U	Th	<sup>90</sup> Sr	<sup>137</sup> Cs-	Pu		
1	0,031	0,145	0,29	2,6	0,75	12,1	44,7	640	2,0	2,50	11,2	47,0	0,87		
2	0,011	0,07	0,092	2,3	0,64	8,5	32,5	439	1,25	2,64	8,0	19,5	0.73		
3	-64,5	-51,7	-68,3	-11,5	-14,7	-29,8	-27,3	-31,4	-37.5	+5,3	-28,6	-58,3	-16,1		
	Породообразующие и связанные с ними элементы														
1	Al	Fe	Ca	K	Na	Li	Be	Cu	Cr	Ni	Co	V	Mg		
2	3,2	1,05	0,67	1,46	1,19	7,5	1,1	16,6	38,7	13,0	3,3	29,2	0,20		
3	4,3	1,37	0,67	1,65	1,41	8,1	1,23	18,2	51,0	15,3	3,6	30,5	0,22		
	+25,6	+23,3	0	+11,5	+15,6	+7,4	+10,6	+5,8	+24,1	+15,0	+8,3	+4,3	+9,1		

Таблица 1. Содержание элементов на фоновых и горелых площадях и коэффициенты их выноса/накопления в Бастан-Николаевском пожарище

*Примечание:* 1 – содержание элементов (г/т) и искусственных радионуклидов (Бк/кг) на фоновой площади; 2 – то же самое на пожарище; 3 – вынос (-) или накопление (+) элемента на пожарище (%).

Таким образом, на одном га в лесной подстилке сосредоточено  $x_3 = 10.8$  г/т *i-го* элемента (или  $x_p = 10,8.1000$  Бк/кг активности радионуклида), а на всей площади пожарища –  $(x_2 = 10,8 \cdot 10000)$ , где  $x_2$  – количество элемента в г/т,  $x_p$  – количество радионуклида с активностью в Бк/кг. От полученных значений следует взять процент выноса и получить количество мигрировавшего элемента. Например, количество кадмия на 1 га составляет 0,145 г/т × 10,8т/га = 1,566 г. Вынос его (51,7 %) из 1 га = 0,81 г. а на всем пожарище 0,81×17000=13,8 кг. Точно такие же расчеты дают следующие результаты количественной эмиссии искусственных радионуклидов и токсичных элементов: Hg 2,9 кг, Pb 660 кг, As 54 кг, Sb 20 кг, Se 36 кг, Zn 2 т, Mn 21,7 т, U(экв. Ra) 81 кг, <sup>90</sup>Sr 5.9·10<sup>9</sup> Бк/кг, <sup>137</sup>Cs 5·10<sup>10</sup> Бк/кг, <sup>239+240</sup> Ри 2,6·10<sup>8</sup> Бк/кг. Вероятнее всего, часть этих элементов в составе дымовой пыли и сажистых частиц выпала где-то в степи, граничащей с ленточным бором. Однако интенсивность огня и стремительность распространения пожара дают основание предположить, что большое количество мигрантов было вынесено восходящими воздушными потоками и перенесено в составе аэрозольных частиц на значительные расстояния – тысячи километров [1].

Другой пример относится к низовому пожару в районе с. Вознесенка в тех же ленточных борах Алтайского края. Пожар произошел при отсутствии ветра в конце апреля – начале мая, когда лесная подстилка полностью еще не высохла. Как видно из таблицы 2, даже такие активные мигранты, как кадмий и ртуть накопились в площади пожарища. Но эти данные не доказывают, что воздушная миграция элементов отсутствовала. Вовлекаемые в дымовой шлейф элементы частично распределились по ярусам леса, частично осели на пожарище. Об этом свидетельствует значительное повышение содержания ртути в эпифитном лишайнике, собранном с деревьев на высоте 4 м.

Таблица	2.	Содержание	элементов	(г/т)	B	фоновом	лесу	И	на	пожарище	(район
с. Вознесен	ка)										

Зона		Элемент												
	Cd	Pb	Cu	Zn	Mn	Cr	Ni	Со	V	Hg				
Фон	0,093	23,3	11,6	32	571	16,3	11,5	5,0	25,8	0,093				
Гарь	0,143	28,1	11,5	45,5	701	17,1	13,3	5,3	27,2	0,129				
%	+35	+17,1	0	+29,7	+18,5	+4,7	+13,5	+5,6	+5,1	+27,9				

Это наше предположение подтверждается результатами обследования аналогичного пожарища на севере ленточных боров, произошедшего при слабом ветре на берегу Обского водохранилища (табл. 3). Здесь кадмий, ртуть, свинец, цинк и марганец мигрировали из пожарища, как это отмечено нами практически на всех изученных объектах [5, 8].

Таблица 3. Содержание элементов (г/т) в фоновом лесу и на пожарище (район п. Каменка)

Зона		Элемент												
	Cd	Pb	Cu	Zn	Mn	Cr	Ni	Со	V	Hg				
Фон	0,133	22,6	10,1	32,3	716	23,8	15,6	6,1	35,7	0,087				
Гарь	0,083	22,0	10,5	27,9	642	26,0	17,0	6,6	37,6	0,057				
%	-39,1	-2,7	+3,8	-13,6	-10,3	+8,3	+8,2	+7,7	+5,1	-39,1				

Аналогичные результаты можно наблюдать иногда на пожарищах, возникающих весной после снеготаяния, когда неравномерное высыхание наземных ЛГМ служит причиной разной степени их выгорания на различных участках пожарища (табл. 4). Следствием этого служит различная степень воздушной миграции или накопления элементов на выгоревшей площади.

Таблица 4. Результаты сравнения содержаний элементов и некоторых физических показателей на участках, пройденных низовым и верховым повальным пожарами (район п. Каменка Новосибирской обл.)

Элемент	Hg	Cd	Pb	Zn	Mn	Sb	Se	As	90Sr	137Cs	ППП	рН	D
1	0,061	0,250	17,5	54,2	974	0,78	0,61	1,50	13,2	67,5	33,1	5,14	0,546
2	0,039	0,146	13,6	39,4	833	0,70	0,36	1,25	8,9	36,8	11,0	5,46	0,980
3	-36,1	-41,6	22,3	-27	14,5	-10	-41	-18	-32	-45,6	-66,7	-5,9	+44,3

Примечание: 1 – данные по низовому пожару; 2 – то же по верховому; 3 – отношение 2/1.

Данные табл. 1–4 свидетельствуют о том, что при любом типе пожара лесная подстилка, являющаяся основным депонентом химических элементов среди всех компонентов лесного биогеоценоза [5], выгорает в той или иной степени. Соответственно, и химические элементы ведут себя с различной активностью. Приведенные примеры расчета атмосферной эмиссии химических элементов при повальных верховых пожарах достаточно убедительны, но этого слишком мало, поскольку основаны они только на данных по лесным подстилкам. Естественно полагать, что и другие компоненты лесного биогеоценоза вносят определенное

количество элементов в дымовые шлейфы. Однако подсчитать запасы, например, хвои, коры или веток деревьев, трав или кустарников, в которых также содержатся все элементы, не представляется возможным даже на конкретных объектах. Приведенные нами ранее расчеты для всей Сибири [5, 8] можно рассматривать только как ориентировочные, так как недостаточно корректных данных по соотношению повальных и низовых пожаров и ежегодному изменению этого соотношения. Как уже было показано, объем миграция или накопления элементов в пожарищах целиком зависит от вида пожара. Мы считаем, что наши расчеты количественной стороны атмосферной миграции некоторых элементов для конкретных объектов вполне реальны. Поэтому растительно-почвенный покров на огромных площадях, где прошли пожары в ленточных борах Обь-Иртышского междуречья (например, 140 тыс. га в 1997 г.[4]), или необозримые пространства «оскальпированной земли» в правобережье Иртыша, на Крайнем Севере и в других регионах Сибири за последние два десятилетия, претерпел существенную перестройку биогеохимического состава. Средние значения ежегодного выжигания лесов Сибири – от 5 до 12 млн га; за пожарный период сгорает приблизительно 20 млн т биомассы, в атмосферу выбрасывается 2 млн т. продуктов горения [1, 7]. Почвенный покров именно такой площади в той или иной мере обогащается рудными и некоторыми другими элементами. Но, с другой стороны, в зависимости от атмосферных условий на новых площадях происходит обогащение компонентов биогеоценоза элементами-мигрантами, к которым в первую очередь относятся ртуть, кадмий, свинец, селен, и искусственные радионуклиды. Негативное их сочетанное действие на живые организмы широко известно. Это проблема не только лесных служб.

Автор благодарит коллектив лаборатории № 216 за содействие в выполнении исследований, краткие результаты которых приведены на этих страницах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. <u>Валендик Э.Н.</u> Экологические аспекты лесных пожаров в Сибири // Сибирский экологический журнал, 1996. № 1. С. 1–8.

2. <u>Курбатский Н.П.</u> Определение степени пожарной опасности в лесах // Лесное хозяйство, 1957. № 4. С. 15–18.

3. <u>Малахов С.Г.</u>, Махонько Э.П. Выброс токсичных металлов в атмосферу и их накопление в поверхностном слое земли // Успехи химии, 1990. Т. 59. Вып. 11. С. 1777–1798.

4. <u>Парамонов Е.Г.</u>, Ишутин Я.Н. Крупные лесные пожары в Алтайском крае. Барнаул. ПГП «Дельта», 1999. 193 с.

5. <u>Щербов Б.Л.</u>, Завгородняя Н.В., Лазарева Е.В. Экогеохимические последствия лесных пожаров в ленточных борах Алтайского края // Сибирский экологический журнал, 2008. № 4. С. 598–595.

6. <u>Conard S.G.</u>, Ivanova G.A. Wildfire in Russian boreal forests – potential impacts of fire regime characteristics on emissions and global carbon balance estimates // Environ. Pollut., 1997. V. 98. N 3. P. 305–313.

7. <u>Shcherbov B.L.</u> The Role of Forest Floor in Migration of Metals and Artifical Nuclides during Forest Fires in Siberia // Contemporary Problems of Ecology, 2012. V 5. N 2. P. 191–199.

8. <u>Shcherbov B.L.</u>, Lazareva E.V. Migration Factors of Radionuclides and Heavy Metals during Forest Fires in Siberia// Advances in Environmental Research, 2010. V. 4. P. 125–143.

## ОРГАНИЗАЦИЯ И ПОДГОТОВКА СПЕЦИАЛИСТОВ В ОБЛАСТИ УРАНОВОЙ ГЕОЛОГИИ НА БАЗЕ МЕЖДУНАРОДНОГО НАУЧНО-ОБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ЦЕНТРА ТОМСКОГО ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

#### Е.Г. Язиков, Л.П. Рихванов

Институт природных ресурсов Национальный исследовательский Томский политехнический университет; 634050, г. Томск, проспект Ленина, д. 30, Россия

Рассказано о подготовке специалистов в области урановой геологии от зарождения этого направления до настоящего времени. Приведена историческая справка формирования кафедр и последующее образование международного научно-образовательного центра подготовки специалистов на базе кафедры геоэкологии и геохимии Томского политехнического университета. Рассмотрена цель подготовки специалистов по магистерской программе с учетом лабораторной базы и учебно-методических материалов.

урановая геология, магистратура, центр превосходства, стратегические партнеры

## ORGANIZATION AND TRAINING OF SPECIALISTS IN URANIUM GEOLOGY ON THE BASE OF INTERNATIONAL INNOVATION RESEARCH AND EDUCATION CENTER "URANIUM GEOLOGY" , NATIONAL RESEARCH TOMSK POLYTECHNIC UNIVERSITY

#### E.G. Yazikov, L.P. Rikhvanov

The article describes the history of the Center from the moment of its foundation up to date. The authors give the background of departments development and establishment of the International Research and Education Center on the base of Geoecology and Geochemistry Department of Tomsk Polytechnic University. The Master's program training takes into account the laboratory facilities and training aids. *uranium geology, master's program, center of leadership, strategic partners* 

Международный научно-образовательный центр подготовки специалистов в области урановой геологии для развития ядерной энергетики создан на базе *кафедры геоэкологии и геохимии ТПУ*, которая ранее под названием *кафедра геологии и разведки руд редких и радиоактивных элементов* с 1956 г. на протяжении 35 лет готовила специалистов для Первого главка Министерства геологии СССР. История создания кафедры уходит в далекие 1930-е гг., когда создавалась *кафедра месторождений полезных ископаемых*, открытая в 1931 г. Организатор и первый ее заведующий – член-корреспондент АН СССР Ф.Н. Шахов. В 1954 г. в связи с открытием специализации по геологии редких и радиоактивных элементов (приказ Мингео СССР от 29.09.1954) из состава этой кафедры была выделена

кафедра геологии и разведки руд редких и радиоактивных элементов (завкафедрой проф. В.К. Черепнин).

Следует отметить, что создание такой кафедры было предусмотрено еще в приказе Министерства высшего образования СССР № 23 сс/оп в 1950 г. в составе физикотехнического факультета, тогда же был назначен и исполняющий обязанности ее заведующего доцент А.Г. Сивов (приказ 756 сс/оп от 03.11.1950). Но по каким-то причинам эта кафедра функционировать не начала, по-видимому, вследствие того, что главный знаток месторождений радиоактивного сырья – проф. Ф.Н. Шахов находился тогда в заключении.

В конце 1956 г. на их базе была создана объединенная кафедра месторождений полезных ископаемых и разведки руд редких и радиоактивных элементов, которую возглавил проф. В.К. Черепнин (1956–1963 и 1967–1981 гг.).

В 1963 г. кафедра была временно объединена с кафедрой геологии и разведки МПИ. В 1963–1967 гг. кафедрой заведовал доц. В.Я. Коудельный. В 1981 г. кафедру МПИ и разведки руд редких и радиоактивных элементов возглавил доц. Л.П. Рихванов, ныне профессор, заслуженный деятель науки и техники России. В 1990 г. кафедра получила новое название: кафедра полезных ископаемых и геохимии редких элементов, а в 2002 г. была переименована в кафедру геоэкологии и геохимии.

Первый выпуск горных инженеров-геологов по урановому профилю состоялся в 1956 г., а уже в следующем было два выпуска: в феврале и в декабре. Стране требовались специалисты по урану. Всего по состоянию на 01.08.1997 кафедрой подготовлено 756 специалистов при приеме 25 студентов в год; дипломы с отличием получил 61 человек

Из выпускников кафедры 75 человек защитили кандидатские диссертации, 15 стали докторами наук. Дипломы первооткрывателя месторождений получили 35 выпускников и 4 сотрудника кафедры. Многие выпускники за выдающиеся успехи в работе награждены орденами и медалями, в том числе двое высшей наградой СССР – орденом Ленина (В.А. Шлейдер, В.С. Чечеткин). Лауреатами Государственной премии СССР стали сотрудник кафедры Ф. И. Вьюнов и ее выпускники В.А. Шлейдер, Н.И. Рубанов, В.А. Медведев.

Среди выпускников кафедры – бывший заместитель министра геологии СССР (М.В. Толкачев), заместитель председателя ГКЗ Республики Казахстан (А.К. Мазуров), вицепрезидент корпорации «Казатомпром» (В.Г. Язиков), генеральные директора ПГО (Е.А. Воробьев, Ю.Г. Гненной, А.П. Коновалов, В.Г. Брыкин, Ф.И. Волков и др.), главные геологи ПГО (С.Л. Николаев, С.А. Егоров, А.А. Новгородцев и др.) и руководители геологических отделов ПГО (В.Т. Рябухин и др.). Многие воспитанники кафедры были руководителями и главными специалистами структурных подразделений ПГО (А.В. Колбасин, В.А. Домаренко, В.А. Пантелеев, В.К. Кондрин, В.П. Тузиков, Г.А. Яичников, В.А. Шлейдер, В.И. Медведев, Ю.Н. Новиков, С.А. Седышев, А.А. Данилов, В.Ю. Пережогин, В.С. Машенькин, Е.Н. Митрофанов и др.). В.А. Пантелеев, В.П. Тузиков, В.И. Чевгун, А.И. Матунов, С.А. Седышев и др. в настоящее время возглавляют геологические службы совместных казахско-французских, казахско-российских и других предприятий, входящих в консорциум НАК «Казатомпром». Е.В. Семененко, В.С. Машенькин и др. работают в зарубежных компаниях.

Таким образом, за этот период сложился коллектив преподавателей и выпускников, знающих урановую геологию, умеющих решать как тактические, так и стратегические задачи. На кафедре сформировалась общепризнанная школа урановой геологии и геохимии, имеющая традиции, опыт работы и сравнительно молодые кадры, способные вести подготовку специалистов на новом качественном уровне.

К сожалению, развал СССР привел к тому, что в 1995 г. подготовка специалистов в области урановой геологии прекратилась более чем на 10 лет. Сырьевая база России была слабой. Основные запасы урана оказались за рубежом (Казахстан, Узбекистан, Украина). Затем все же наступило время возрождения атомной энергетики. А где сырье? Где специалисты для обеспечения сырьевой базы? Трудности со специалистами для урановой отрасли возникли и в других государствах, и прежде всего в Казахстане, где НАК «Казатомпром», реализуя свои амбициозные планы вывести Казахстан на первое место в мире по добыче и продаже урана, столкнулся с острой проблемой кадров.

Инициатива создания Центра по подготовке специалистов по урановой геологии принадлежит компании «БАЗЭЛ», менеджеры которой (В.Г.Язиков, Ф.К.Мурашов и др.) в начале 2007 г. остановили свой выбор на Томском политехническом университете с целью подготовки специалистов для урановой энергетики. Эта инициатива была поддержана ФГУП «Урангео» России и НАК «Казатомпром». С этого времени началась работа по возобновлению подготовки специалистов для урановой для урановой отрасли России и Казахстана.

**Цель программы**: развитие опережающей подготовки элитных специалистов и команд профессионалов мирового уровня в области урановой геологии, что должно способствовать скорейшей ликвидации образовавшегося в России и в мире дефицита высококвалифицированных специалистов в области урановой геологии, подготовленных к профессиональной деятельности с учетом современных экономических отношений, развития мировых информационных ресурсов и наукоемких технологий

Возобновление подготовки специалистов обусловлено острой потребностью в них государственных и частных компаний, работающих в уранодобывающей отрасли (ФГУП «Урангео», НАК «Казатомпром» и др.). Для этого на конкурсной основе как базовый вуз выбран Томский политехнический университет. Этот проект реализовывался также в рамках инновационной образовательной программы (ИОП) ТПУ с целью развития опережающей подготовки элитных специалистов и команд профессионалов мирового уровня по

приоритетным направлениям развития науки, техники и технологий. Программа получила грант Минобрнауки РФ по приоритетному национальному проекту «Образование».

Исключительными профессиональными компетенциями выпускника, обучавшегося по данной программе, являются:

 – поиски, разведка, геолого-экономическая оценка и разработка месторождений радиоактивного сырья;

 – поиск и подбор максимально рентабельных технологий добычи, схем вскрытия руды на месторождениях;

 – создание модели месторождения и моделирование для оценки запасов руд и выбора кондиционных параметров;

– разработка прогнозно-поисковых моделей различных геолого-промышленных типов месторождений;

 – выбор и обоснование технологии эксплуатации на основе использования численных методов моделирования миграции радионуклидов и формирования месторождений урана (3D-визуализация);

 – подготовка технико-экономических обоснований (ТЭО) проектов разработки месторождений в соответствии с международными стандартами;

 – получение новой минералого-геохимической информации с использованием современных ядерно-физических методов, в том числе на базе ядерного реактора;

- управление проектами - менеджмент;

- свободное владение английским языком.

Эти компетенции согласованы с основными заказчиками на специалистов и прошли по инициативе АНО «Национальный центр подготовки специалистов для ядерной энергетики» экспертизу независимых специалистов (АНО «Независимое рейтинговое агентство «РейтОР») На основе оценок компетенций по критерию «важность/необходимость развития» определен перечень приоритетных (сумма баллов более 16 из 25 возможных у большинства экспертов) компетенций магистра.

Общими требованиями к специалистам уранового инжиниринга являются:

– владение фундаментальными знаниями в области урановой геологии, геотехнологией и сопутствующими дисциплинами на мировом уровне;

 – знание основ и правил создания проектных документов на разработку месторождений с учетом современных международных стандартов и правил;

 – способность к аналитической исследовательской работе и принятию нестандартных творческих решений;

использование современных компьютерных технологий и программных комплексов;

- мобильность;

- умение работать в команде;

- владение иностранными языками;

– нацеленность на успех.

Ключевые проблемы, на решение которых направлена подготовка выпускников:

 – пополнение научно-производственных коллективов «Урангео» и участие в работе по воспроизводству уранового сырья, по формированию новой сырьевой базы с введением до 2020 г. рудников мощностью 4 тыс. т в год;

 переоценка ураноносности перспективных районов России на основе использования новейших геолого-генетических представлений и инновационных разработок;

 – совершенствование научно-технологических основ изучения, прогноза, поиска и оценки урановых месторождений;

 – совершенствование основ минералогических, аналитических, технологических методов изучения и оценки уранового сырья.

Стратегическими партнерами в реализации программы являются:

• вузы, академические и отраслевые институты:

– университет Анри Пуанкаре (Нанси-1), Франция; университет Париж-11 (Орсей, Франция);

– Российский государственный геолого-разведочный университет (Москва); ИГЕМ РАН; ВИМС МПР; ВСЕГЕИ МПР; институты СО РАН (Новосибирск, Улан-Удэ, Иркутск, Чита);

• государственные и частные компании:

- в России – «Росатом» и его предприятия ОАО «Атомредметзолото»; ФГУП «Урангео» и его дочерние предприятия в Новосибирске («Березовгеология»), Иркутске («Сосновгеология») и др.; ЗАО «РУСБУРМАШ», «Горнорудная урановая компания», «ТВЭЛ», «БАЗЭЛ» и др.;

– за рубежом – НАК «Казатомпром» (Казахстан), «AREVA» (Европейский урановый консорциум), «ВНР» (Австралия) и др.

Подготовка специалистов по урановому направлению осуществляется с использованием уникального современного оборудования (альфа- и гамма-спектрометры, оптические микроскопы с системой визуализации, а также японский сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N, имеющий разрешение 10 нм с системой энергодисперсионного микроанализа) и программных комплексов, приобретенных при реализации программы ИОП.

В подготовке специалистов для урановой отрасли задействована *ядерногеохимическая лаборатория* базовой кафедры, размещенная на площадях

*исследовательского ядерного реактора* Томского политехнического университета, которая активно используются как современный инструмент подготовки специалистов для урановой геологии и проведения научных исследований в области разработки радиогеохимических методов прогнозирования и поисков руд редких и радиоактивных элементов, для комплексной оценки месторождений на содержание ценных (золото и др.) и токсичных (мышьяк и др.) элементов. Аналогов подобных лабораторий в России нет.

Для организации учебного процесса по подготовке специалистов для урановой отрасли используются уникальные коллекции минералов и руд (около 2000 образцов) различных типов урановых и редкометалльных месторождений бывшего СССР, которые находятся в специально оборудованном хранилище общей площадью 20 м<sup>2</sup>. Аналогов в России также нет.

Подготовка магистров по профилю «геология месторождений радиоактивного сырья» на кафедре геоэкологии и геохимии ТПУ с использованием материальной и научнометодической базы международного научно-образовательного центра «Урановой геологии», начата в 2008 г. В настоящее время выпускники данного профиля работают в компаниях «РУСБУРМАШ», ОАО «Приаргунский ГХК», ОАО «Далур», НАК «Казатомпром» и др.

В связи с принятием государственной программы (№ 2539-р от 27.12.2012) «Развитие промышленности и повышение ее конкурентоспособности» (подпрограмма «Технологии редких и редкоземельных металлов») до 2020 г. возникла необходимость расширить специфику подготовки специалистов с учетом потребностей промышленности. В данном случае в ТПУ в 2014 г. открывается новый профиль магистратуры «геология месторождений стратегических металлов» (также в рамках направления «геология»), который расширяет области подготовки специалистов с учетом геологии месторождений радиоактивных, редких и редкоземельных элементов. Обучение ведется как на бюджетной, так и на платной основе.

Наряду с подготовкой магистров, на кафедре также осуществляются курсы повышения квалификации (72 часа) и переподготовка специалистов (520 часов) в области урановой геологии по очно-заочной форме с учетом дистанционных методов обучения.

Более подробная информация о нашем центре и о программе подготовки специалистов в области урановой геологии размещена на сайте ТПУ http://urangeo.tpu.ru.

#### АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абрамов Б.Н. 20 Айриянц Е.В. 89, 239 Алексеев С.В. 129 Алексеева Л.П. 129 Альбеков А.Ю. 610 Анисимова Г.С. 26 Анникова И.Ю. 129 Арбузов С.И. 32 Аули Э. 37

Бакшеев Н.А. 56 Барабашева Е.Е. 64 Баянова Т.Б. 466 Белов С.В. 37, 71 Белянин Д.К. 89, 233, 239, 280, 287 Бобошко Л.П. 506 Бобров В.А. 384, 414 Богуславский А.Е. 97, 570 Бойко П.С. 610 Борисенко А.С. 200 Борискина Н.Г. 709 Бортников Н.С. 194 Будяк А.Е. 103, 669, 695

Ванин В.А. 111 Васильев Ю.Р. 396 Викентьева О.В. 118 Виноградова Е.А. 123 Владимиров А.Г. 129, 156, 421 Владыкин Н.В. 71 Власова В.Н. 163 Волкова Н.И. 129 Ворошилов В.Г. 135 Восель Ю.С. 141, 591 Вьюнов Д.Л. 194

Гаврюшкина О.А. 129 Гамянин Г.Н. 118 Гармаев Б.Л. 147, 695 Гаськов И.В. 156 Гаськова О.Л. 97 Гвоздев В.И. 156 Гертнер И.Ф. 129 Гилинская Л.Г. 421, 570 Гладкочуб Д.П. 111 Глазунов О.М. 163 Глухов А.Н. 167 Головина И.С. 371 Гордиенко И.В. 171 Горячев Н.А. 660, 664 Гранина Е.М. 669 Гречищев О.К. 181 Григорьев Н.В. 626 Григорьева Т.Н. 570 Густайтис М.А. 184, 477

Дамдинов Б.Б. 191, 695 Дербеко И.М. 194 Добрецов Н.Л. 200 Домаренко В.А. 202, 210 Дорошков А.А. 217 Душин В.А. 220 Дьячков Б.А. 224, 348

Жимулев Ф.И. 275 Жмодик С.М. 15, 89, 200, 233, 239, 280, 287, 477, 591 Журавлев А.И. 521 Журкова И.С. 246, 738

Загорский В.Е. 129, 251 Замирайлова А.Г. 257 Занин Ю.Н. 257 Злобина Т.М. 264 Зорина Л.Д. 669

Ибрагимов К.3. 521 Ивин В.В. 272 Ивлева Е.А. 535 Изох А.Э. 200 Исаков С.И. 433 Исупов В.П. 129, 421

Калинин Ю.А. 56, 275 Карепина К.В. 202 Кириллов М.В. 304 Кириченко И.С. 233, 280 Киселева О.Н. 239, 287 Климин М.А. 384 Ковалев К.Р. 275 Ковалев С.Г. 293, 427 Ковалев С.С. 293 Кокин А.В. 299 Колотилина Т.Б. 450 Колпаков В.В. 304, 506, 529 Колпакова М.Н. 129 Кондратьева Л.А. 26 Копотева Т.А. 384 Коробейников А.Ф. 15, 311 Костин А.В. 316 Котлер П.Д. 129 Котов А.А. 264 Краморенко С.В. 210 Кременецкий А.А. 484 Кривоногов С.К. 384 Кропачева М.Ю. 321 Крюков В.Г. 326 Кужугет Р.В. 332 Кузнецов С.К. 342 Кузнецова Л.Г. 129 Кузьмина О.Н. 224, 348 Кузьминых В.М. 655 Куликова З.И. 669 Курашко В.В. 626

Лазарева Е.В. 280, 355, 414, 477, 184 Лапина В.В. 363 Лаптев Ю.В. 366 Лапухов А.С. 371 Лебедев В.И. 332, 377 Леонова Г.А. 384, 414

**М**азуров А.К. 391 Мазуров М.П. 396 Майорова Т.П. 342, 660 Макагон В.М. 129, 409 Макарова И.В. 141, 321 Мальцев А.Е. 414 Маркович Т.И. 421 Маслов А.В. 427 Матайбаева И.Е. 348 Мацапулин В.У. 433 Машенькин В.С. 32 Мелентьев Г.Б. 436 Мельгунов М.С. 321, 680 Мельников М.Е. 442 Меньшиков В.И. 163 Мехоношин А.С. 450 Миронов А.Г. 239 Мирошниченко Л.В. 280, 414 Михалицына Т.И. 455, 664 Михеев Е.И. 129 Морозова Л.Н. 466 Мохначевский Г.В. 521 Мурашов К.Ю. 264 Мягкая И.Н. 184, 477

Наумов Г.Б. 484 Наумов Е.А. 275 Нестеренко Г.В. 15, 506 Ножкин А.Д. 15, 513 Носов С.Ю. 97

Огородникова О.Л. 280 Ойцева Т.А. 224 Округин А.В. 521 Осинцев С.Р. 529

Павлова Г.А. 156 Павлова Л.А. 669 Пак Н.Т. 535 Парначев В.П. 643 Паршин А.В. 542, 669 Посохов В.Ф. 691 Поцелуев А.А. 550 Птицын А.Б. 556 Пшеничкин А.Я. 561, 565 Радомская Т.А. 163 Разворотнева Л.И. 421, 570 [Рафаилович М.С.] 224 Рихванов Л.П. 15, 577, 743 Рождествина В.И. 583, 655 Росляков Н.А. 591, 15, 56, 89, 599 Рослякова Н.В. 15, 599 Рудмин М.А. 603 Рыбалко В.И. 32 Рыборак М.В. 610 Рябов В.В. 620

Савва Н.Е. 626 Савинова О.В. 631 Сафонов Ю.Г. 637 Седышева Т.Е. 442 Серов П.А. 466 Смагин А.Н. 643 Смирнов С.З. 129 Соболев И.С. 649 Сокерина Н.В. 342 Сорокин А.П. 655 Соцкая О.Т. 455, 660, 664 Спиридонов А.М. 542, 669, 103 Страховенко В.Д. 141, 591, 674 Судыко А.Ф. 32 Сурнин А.И. 97 Сухоруков В.П. 275 Сухоруков Ф.В. 15, 680 Сухорукова Е.И. 275

Татаринов А.В. 691 Татьков И.Г. 695 Тимкин Т.В. 700 Титов А.Т. 396 Травин А.В. 251

Удоратина О.В. 705 Усманов М.Т. 20

Филиппов В.Н. 342 Фомина М.И. 626

**Х**лыстов О.М. 233 Хомич В.Г. 709

**Ч**ащин В.В. 715 Черкасова Т.Ю. 725 Черкашин В.И. 433 Чернев Е.М. 202, 210 Черненко З.И. 348

Шайбеков Р.И. 342 Шварцев С.Л. 129 Шевырев С.Л. 730 Шемелина О.В. 733 Шихова А.В. 396 Щербов Б.Л. 184, 477, 738

Эдер В.Г. 257

Юсупов А.Р. 433

**Я**зиков Е.Г. 743 Яковлев Д.А. 71 Яловик Л.И. 691 Abramov B.N. 20 Airiyants E.V. 89, 239 Albekov A.Yu. 610 Alekseev S.V. 129 Alekseeva L.P. 129 Anisimova G.S. 26 Annikova I.U. 129 Aouli E. 37 Arbuzov S.I. 32

**B**aksheev N.A. 56 Barabasheva E.E. 64 Bayanova T.B. 466 Belov S.V. 37, 71 Belyanin D.K. 89, 233, 239, 280, 287 Boboshko L.P. 506 Bobrov V.A. 384, 414 Boguslavskiy A.E. 97, 570 Borisenko A.S. 200 Boriskina N.G. 709 Bortnikov N.S. 194 Boyko P.S. 610 Budyak A.E. 103, 669, 695

Chashin V.V. 715 Cherkashin V.I. 433 Cherkasova T.Yu. 725 Chernenko Z.I. 348 Chernev E.M. 202, 210

Damdinov B.B. 191, 695 Derbeko I.M. 194 Dobretsov N.L. 200 Domarenko V.A. 202, 210 Doroshkov A.A. 217 Dushin V.A. 220 Dyachkov B.A. 224, 348

Eder V.G. 257

**F**ilippov V.N. 342 Fomina M.I. 626 Gamyanin G.N. 118 Garmaev B.L. 147, 695 Gaskov I.V. 156 Gaskova O.L. 97 Gavrushkina O.A. 129 Gertner I.F. 129 Gilinskaya L.G. 421, 570 Gladkochub D.P. 111 Glazunov O.M. 163 Glukhov A.N. 167 Golovina I.S. 371 Gordienko I.V. 171 Goryachev N.A. 660, 664 Granina E.M. 669 Grechishchev O.K. 181 Grigoriev N.V. 626 Grigorieva T.N. 570 Gustaitis M.A. 184, 477 Gvozdev V.I. 156

Ibragimov K.Z. 521 Isakov S.I. 433 Isupov V.P. 129, 421 Ivin V.V. 272 Ivleva E.A. 535 Izokh A.E. 200

Kalinin Yu.A. 56, 275 Karepina K.V. 202 Khlystov O.M. 233 Khomich V.G. 709 Kirichenko I.S. 233, 280 Kirillov M.V. 304 Kiseleva O.N. 239, 287 Klimin M.A. 384 Kokin A.V. 299 Kolotilina T.B. 450 Kolpakov V.V. 304, 506, 529 Kolpakova M.N. 129 Kondratyeva L.A. 26 Kopoteva T.A. 384 Korobeinikov A.F. 15, 311 Kostin A.V. 316 Kotler P.D. 129 Kotov A.A. 264 Kovalev K.R. 275

Kovalev S.G. 293, 427 Kovalev S.S. 293 Kramorenko S.V. 210 Kremeneckii A.A. 484 Krivonogov S.K. 384 Kropacheva M.Yu. 321 Kryukov V.G. 326 Kulikova Z.I. 669 Kurashko V.V. 626 Kuzhuget R.V. 332 Kuzmina O.N. 224, 348 Kuzminykh V.M. 655 Kuznetsov S.K. 342 Kyznecova L.G. 129

Lapina V.V. 363 Laptev Yu.V. 366 Lapukhov A.S. 371 Lazareva E.V. 184, 280, 355, 414, 477 Lebedev V.I. 332, 377 Leonova G.A. 384, 414

**M**akagon V.M. 129, 409 Makarova I.V. 141, 321 Maltsev A.E. 414 Markovich T.I. 421 Mashenkin V.S. 32 Maslov A.V. 427 Mataibayeva I.E. 348 Matsapulin V.U. 433 Mayorova T.P. 342, 660 Mazurov A.K. 391 Mazurov M.P. 396 Mekhonoshin A.S. 450 Melentyev G.B. 436 Melgunov M.S. 321, 680 Melnikov M.E. 442 Menshikov V.I. 163 Mikhalitsyna T.I. 455, 664 Mikheev E.I. 129 Mironov A.G. 239 Miroshnichenko L.V. 280, 414 Mokhnachevsky G.V. 521 Morozova L.N. 466 Murashov K.Yu. 264 Myagkaya I.N. 184, 477

Naumov E.A. 275 Naumov G.B. 484 Nesterenko G.V. 15, 506 Nosov S.Yu. 97 Nozhkin A.D. 15, 513 **O**gorodnikova O.L. 280 Oitseva T.A. 224 Okrugin A.V. 521 Osintsev S.R. 529 **P**ak N.T. 535 Parnachev V.P. 643 Parshin A.V. 542, 669 Pavlova G.G. 156 Pavlova L.A. 669 Posohov V.F. 691 Potseluev A.A. 550 Pshenichkin A.Ya. 561, 565 Ptitsyn A.B. 556 Radomskaya T.A. 163 [Rafailovich M.S.] 224 Razvorotneva L.I. 421, 570 Rikhvanov L.P. 15, 577, 743

Roslyakov N.A. 15, 56, 89,

Roslyakova N.V. 15, 599

Rudmin M.A. 603

Ryabov V.V. 620

Ryborak M.V. 610

Rybalko V.I. 32

Rozhdestvina V.I. 583, 655

599, 591

Safonov Yu.G. 637 Savinova O.V. 631 Savva N.E. 626 Sedysheva T.E. 442 Serov P.A. 466 Shaybekov R.I. 342 Shcherbov B.L. 184, 477, 738 Shemelina O.V. 733 Shevyrev S.L. 730 Shikhova A.V. 396 Shvarcev S.L. 129 Smagin A.N. 643 Smirnov S.Z. 129 Sobolev I.S. 649 Sokerina N.V. 342 Sorokin A.P. 655 Sotskaya O.T. 455, 660, 664 Spiridonov A.M. 103 Spiridonov A.M. 542, 669 Strakhovenko V.D. 141, 591, 674 Sudyko A.F. 32 Sukhorukov F.V. 15, 680 Sukhorukov V.P. 275 Sukhorukova E.I. 275 Surnin A.I. 97

Tatarinov A.V. 691 Tatkov I.G. 695 Timkin T.V. 700 Titov A.T. 396 Travin A.V. 251 Udoratina O.V. 705 Usmanov M.T. 20

Vanin V.A. 111 Vasiliev Yu.R. 396 Vikentieva O.V. 118 Vinogradova E.A. 123 Vladimirov A.G. 129, 156, 421 Vladykin N.V. 71 Vlasova V.N. 163 Volkova N.I. 129 Voroshilov V.G. 135 Vosel Yu.S. 141, 591 Vyunov D.L. 194

Yakovlev D.A. 71 Yalovik Y.L. 691 Yazikov E.G. 743 Yusupov A.R. 433

Zagorsky V.Ye. 129, 251 Zamirailova A.G. 257 Zanin Yu.N. 257 Zhimulev F.I. 275 Zhmodik S.M. 15, 89, 200, 233, 239, 280, 287, 477, 591 Zhuravlev A.I. 521 Zhurkova I.S. 246, 738 Zlobina T.M. 264 Zorina L.D. 669 Научное издание

# Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах

Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 120-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова

(Новосибирск, 28-30 октября 2014 г.)

Утверждено Оргкомитетом конференции

Компьютерная верстка Е.В. Айриянц, Д.К. Белянин

Научно-издательский отдел ИНГГ СО РАН 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3

\_\_\_\_\_