

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Уральского отделения Российской академии наук

УТВЕРЖДАЮ:
ИО Руководитель
организации
Е.В. Аникина
_____ Ф.И.О

Подпись

" 25 " ноября 2018 г.
М.П.

ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ:
(промежуточный)

**Научные основы наращивания минерально-сырьевой базы
Урала по благородным, цветным и редким металлам**

НОМЕР ПРОЕКТА АААА-А18-118052590030-2

Руководитель проекта Кисин А.Ю. Ф.И.О.
(Для титульных листов организаций-соисполнителей без подписи)

Соруководитель проекта _____ Ф.И.О.
(только для титульных листов организаций-соисполнителей)

Екатеринбург

2018 г.

Список исполнителей. *Приводятся: ФИО, ученая степень, ученое звание, должность, статус в проекте.*

Кисин А.Ю. д. г.-м.н., зав. лабораторией – руководитель

Огородников В.Н. д. г.-м.н., г.н.с. – исполнитель

Мурзин В.В. д. г.-м.н., г.н.с. – исполнитель

Малич К.Н. к. г.-м.н., в.н.с. – отв. исполнитель

Недосекова И.Л. . к. г.-м.н., в.н.с. – отв. исполнитель

Азовскова О.Б. . к. г.-м.н., в.н.с. – отв. исполнитель

Баданина И.Ю. . к. г.-м.н.. в.н.с. – исполнитель

Сорока Е.И. . к. г.-м.н.. в.н.с. – отв. исполнитель

Ровнушкин М.Ю., к. г.-м.н., в.н.с. – исполнитель

Притчин М.Е., н.с. – исполнитель

Замятина Д.А. (до 35 лет) м.н.с. – исполнитель

Реферат.

Научные основы наращивания минерально-сырьевой базы Урала по благородным, цветным и редким металлам

Текст 24 стр., илл. 14, табл.2, библио.

Ключевые слова: *месторождения полезных ископаемых, металлы платиновой группы, золото, цветные металлы, редкие металлы, Урал*

Проведены минералого-геохимические исследования и охарактеризованы платиноидного оруденения хромититов Светлоборского, Нижнетагильского, Верх-Нейвинского и Алапаевского ультрамафитовых массивов (Ср. Урал). Геолого-структурные и минералого-геохимические исследования Светлинского месторождения золота (Ю. Урал), дают основание считать источником золота породы Кочкарского антиклинория, подвергшиеся гранитизации. Сделана сравнительная характеристика рудной редкометалльной минерализации и оценен рудный потенциал карбонатитовых комплексов Урала (Вишневогорское, Потанинское, Булдымское месторождения). Изотопные составы Sr и Nd пироксенов можно объяснить многостадийностью процессов рудообразования и поступлением новых порций рудообразующего вещества на заключительных этапах процесса, а также с процессами перекристаллизации на коллизионном этапе. Предполагается, что вариации изотопных отношений рудных REE-Nb минералов в Булдымском комплексе связаны с коровыми флюидами на стадии щелочного метасоматоза и рудообразования. Применение факторного анализа к метасоматическим процессам на хрусталеносных и золоторудных месторождениях Ю. Урала показало их однотипность. На Сафьяновском месторождении изучены цирконы из риолитов (U-Pb SHRIMP-II). Получена возраст (с конкордией) 424.9 ± 2.0 млн лет.

Объекты исследований – благородно-поли- и редкометалльные месторождения Урала.

Основная цель исследований заключается в комплексном изучении типовых и нетрадиционных уральских месторождений современными методами, выработке прогнозно-поисковых критериев и рекомендаций на основе наукоемких технологий. В задачи исследований входят, установление источников рудного вещества (с привлечением изотопных методов), оценка времени и физико-химических условий формирования месторождений, эволюция рудообразующих процессов, состав рудоносных флюидов, минеральные ассоциации и парагенезисы, околорудные изменения пород, пострудные преобразования. По каждому направлению цели и задачи несколько разделяются.

Для достижения поставленных целей использовались полевые и лабораторные исследования традиционными и современными прецизионными методами.

В настоящее время в стране объем геологоразведочных и поисковых работ на твердые полезные ископаемые сведен до минимума. Минерально-сырьевая база страны сокращается, в связи с истощением запасов разведанных месторождений. Переход на импортное сырье угрожает экономической безопасности государства. Крупные месторождения либо уже отработаны, либо уже сильно истощены. Поиски новых месторождений традиционными геолого-геофизическими методами 20-ого века сопряжены с огромными материальными затратами, поскольку должны охватывать более глубокие горизонты коры. В связи с этим особую актуальность приобретает научный прогноз. Только научный прогноз месторождений твердых полезных ископаемых может дать ощутимый экономический эффект и укрепить минерально-сырьевую базу страны. Данный проект направлен на разработку методов научного прогноза различных полезных ископаемых, посредством всестороннего комплексного исследования ряда месторождений Урало-Сибирского региона, с упором на решение ключевых вопросов их генезиса. Только таким путем можно создать прогнозно-поисковый комплекс на тот или иной тип месторождений. Здесь имеется несколько перспективных направлений, которые должны развиваться параллельно: 1) совершенствование методов научного прогноза и поиска месторождений различных полезных ископаемых; 2) совершенствование технологий добычи, обогащения и комплексной переработки руд; 3) переработка отвалов горнодобывающих предприятий, что способствует и экологической безопасности; 4) ревизия и переоценка рудопроявлений с позиций современных научных знаний. Данный проект ориентирован на решение научных проблем связанных с первым направлением и частично с 4 и 3. На Северном Урале открытым способом отрабатывается достаточно крупное Воронцовское месторождение золота. Запасов осталось на несколько лет (2-3 года). Генезис месторождения дискусионен и эффективный прогнозно-поисковый комплекс на месторождения такого типа не разработан. На Южном Урале карьером отрабатывается Светлинское месторождение золота, самое крупное в Челябинской области. Сотрудники лаборатории мониторят оба эти объекта и ежегодно посещают карьеры в течение 8-10 лет, решая те или иные задачи. Таким образом, коллектив имеет значительный задел по данным объектам. С учетом того, что в настоящее время геологическая документация на карьерах не проводится, научные исследования проводимые сотрудниками РАН становятся единственными источниками геологической информации по данным месторождениям.

Объектами исследований на 2018 год планировались месторождения и рудопроявления, исследования которых были начаты в рамках конкурсных проектов УрО РАН 2012-2017 гг., показавшие положительные результаты. По ним у коллектива уже имелся большой задел в виде собранных и опубликованных данных, экспедиционных материалов, каменного материала, лабораторных анализов, более глубокого понимания проблемы, новых идей, незавершенных исследований и обобщений, что является благоприятным фактором для достижения поставленных целей.

1 Благородные металлы

1.1 Минералого-геохимические исследования платиноидного оруденения хромититов Светлоборского, Нижнетагильского, Верх-Нейвинского и Алапаевского ультрамафитовых массивов Урала. Отв. исп. *К.Н. Малич*. Исполнители: *Баданина И.Ю.*

Цель проекта - уточнение вещественного состава и условий образования платинометального оруденения офиолитовых дунит-гарцбургитовых и зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала. Главные задачи исследования: сравнение вещественного состава, источников рудного вещества и условий образования платинометального оруденения для генетически различных объектов Урала, включая: (1) глубинные части офиолитовых разрезов дунит-гарцбургитовых массивов (Верх-Нейвинского, Алапаевского и др.), представляющих различные по истощенности части океанической мантии и (2) платиноносные клинопироксенит-дунитовые массивы (Нижнетагильский, Светлоборский и др.), характеризующие вещество субконтинентальной литосферной мантии. В плане на 2018 г. - Минералого-геохимические исследования платиноидного оруденения хромититов Светлоборского, Нижнетагильского, Верх-Нейвинского и Алапаевского ультрамафитовых массивов Урала.

1.1.2 Основные результаты

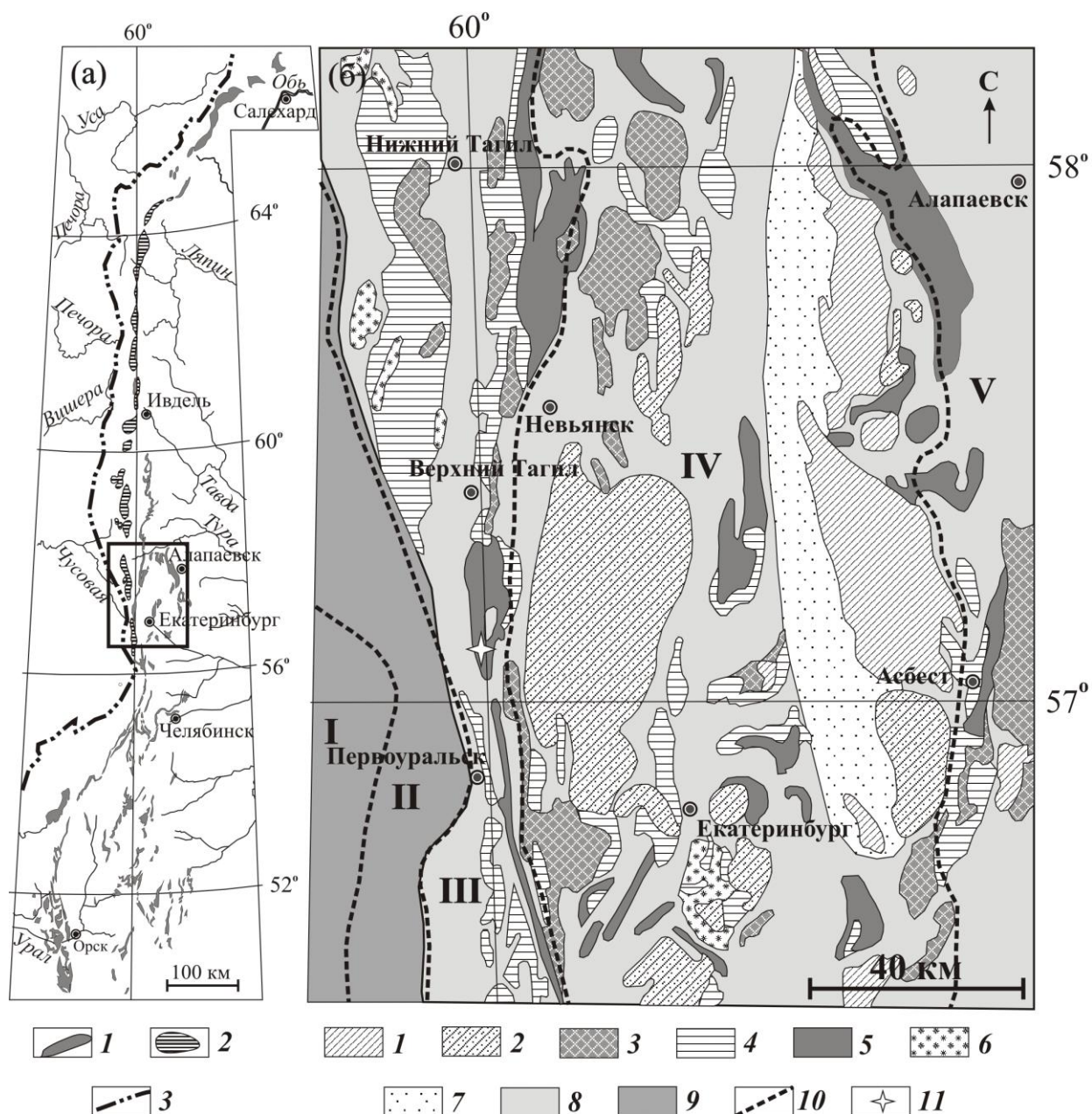
1.1.2.1 Вещественные и генетические особенности первичной минеральной ассоциации платиноидов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал, Россия)

Для Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива, типичного представителя мантийной офиолитовой ассоциации Урала (Россия), установлено широкое развитие разновозрастных ассоциаций минералов платиновой группы (МПГ) в составе первичных и вторичных минеральных парагенезисов [Мурзин и др., 1999]. Характеристика их вещественного состава и физико-химические условия образования Ru-Os-Ir сплавов приведены в ряде работ [Мурзин и др., 1999, Мурзин, Сустанов, 2000; Баданина и др., 2013; 2015]. В нашем исследовании обсуждаются результаты изучения химического состава Ru-Os сульфидов и сосуществующих Os-Ir-(Ru) сплавов первичного минерального парагенезиса Верх-Нейвинского массива. Информация о генетических особенностях образования данных МПГ приводится с учетом первых результатов по осмиевой изотопии Ru-Os сульфидов.

Верх-Нейвинский массив располагается на стыке Тагильского мегасинклинория и Восточно-Уральского поднятия в зоне Серовско-Маукского глубинного разлома. В его строении участвуют два комплекса - дунит-гарцбургитовый (O_3-S_1), слагающий внутренние части массива, и плагиогранит-диорит-габбровый (S_2-D_2), расположенный на периферии [Мурзин и др., 1999]. В пределах массива выявлено 68 проявлений и мелких месторождений хромититовых руд, локализованных в породах обоих комплексов (см. рис. 1 в [Мурзин и др., 1999]). Основные проявления благородных металлов – самородного золота и МПГ связаны с россыпными отложениями современных и древних речных долин. Представительная выборка,

состоящая из 685 зерен МПГ размером от 0.1 до 3 мм, отобрана из четвертичных отложений р. Восточный Шишим в южной части Верх-Нейвинского массива (рис. 1).

МПГ первичной ассоциации Верх-Нейвинского массива образованы преимущественно субидиоморфными и идиоморфными кристаллами, а также агрегатами кристаллов, среди которых Ru-Os-Ir сплавы (85.5 %) преобладают над Ru-Os сульфидами и Pt-Fe сплавами (15.3 и 1.2 %, соответственно [Баданина и др., 2013]). Ru-Os сульфиды представлены двумя морфологическими типами. Первый тип характеризуется кристаллическими индивидами размером от 0.1 до 1.5 мм (рис. 2а-д). По составу они соответствуют лауриту и эрликманиту, образующими непрерывный ряд твердых растворов (рис. 3а, табл. 1, Ru # варьирует от 11 до 89). Кроме Ru, Os и S данные минералы содержат значимые концентрации Ir (3.32-12.24 мас. %) и незначительные содержания Fe, Ni и Rh, которые варьируют в пределах 0.19–0.45, 0–0.23 и 0.01–0.5 мас.%, соответственно. Для Ru-Os



Ru #	78	78	78	78	77	77	77	64	32
------	----	----	----	----	----	----	----	----	----

Примечание: ERL – эрликманит, $Ru\# = 100 \cdot Ru \text{ ат.}\% / (Ru+Os) \text{ ат.}\%$. <п.о. – ниже предела обнаружения; для Ru-Os сульфидов пределы обнаружения здесь и в табл. 2 составили (мас. %): Os – 0.15, Ir – 0.75, Ru – 0.24, Rh – 0.01, Pt – 0.09, Pd – 0.27, Fe – 0.15, Ni – 0.18, Cu – 0.15, S – 0.13, As – 0.01.

сульфидов характерны минеральные включения высокомагнезиального оливина ($Fe_{0.92-0.94}$) размером от 5 до 40 мкм (см. табл. 3, ан. 2-9 [Баданина и др., 2013]) и иридий-содержащего осмия (Os,Ir) – до 30 мкм (рис. 2в, е; 3б; табл. 2, ан. 10). Начальный Os-изотопный состав Ru-Os сульфидов первого морфологического типа характеризуется значением $^{187}Os/^{188}Os=0.12341$ при величине $\gamma_{Os(440 \text{ млн лет})}=-0.5$.

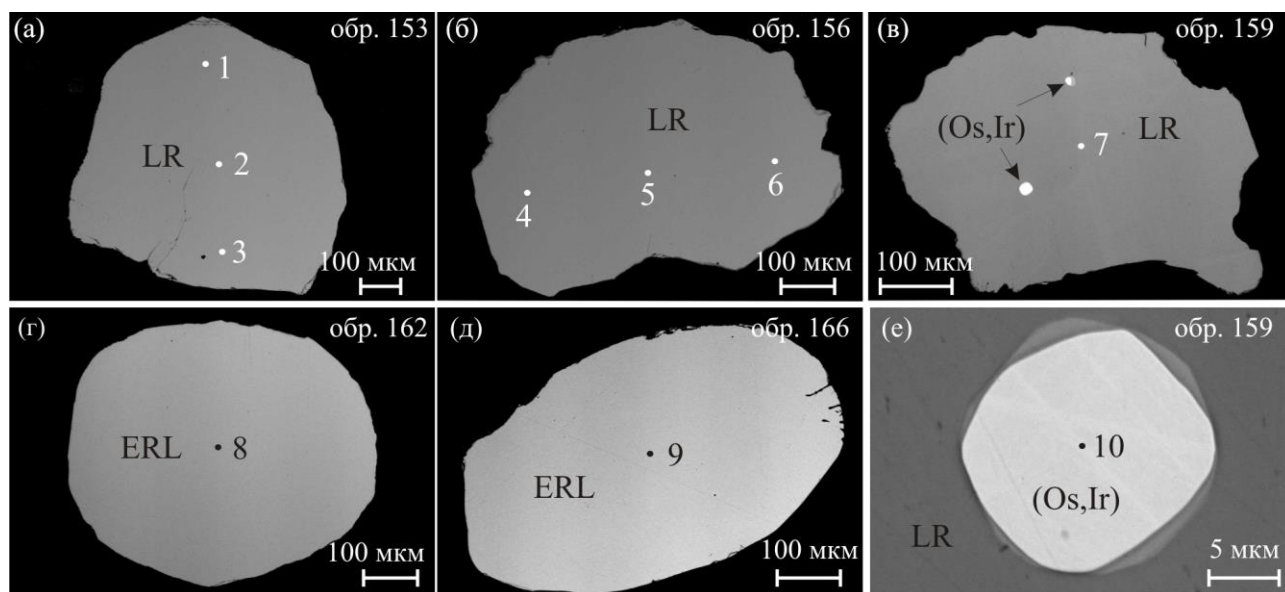


Рисунок 2 - Особенности внутреннего строения Ru-Os сульфидов первого морфологического типа в составе первичного парагенезиса МПГ Верх-Нейвинского массива.

Изображения в обратно-рассеянных электронах с вещественным контрастом (а – обр. 153, б – обр. 156, в – обр. 159, г – обр. 162, д – обр. 166, е – деталь рис. 1в). LR – лаурит, ERL – эрликманит, (Os,Ir) – Ir-содержащий осмий. Цифры 1-10 – точки рентгеноспектральных микроанализов, соответствующие таковым в табл. 1.

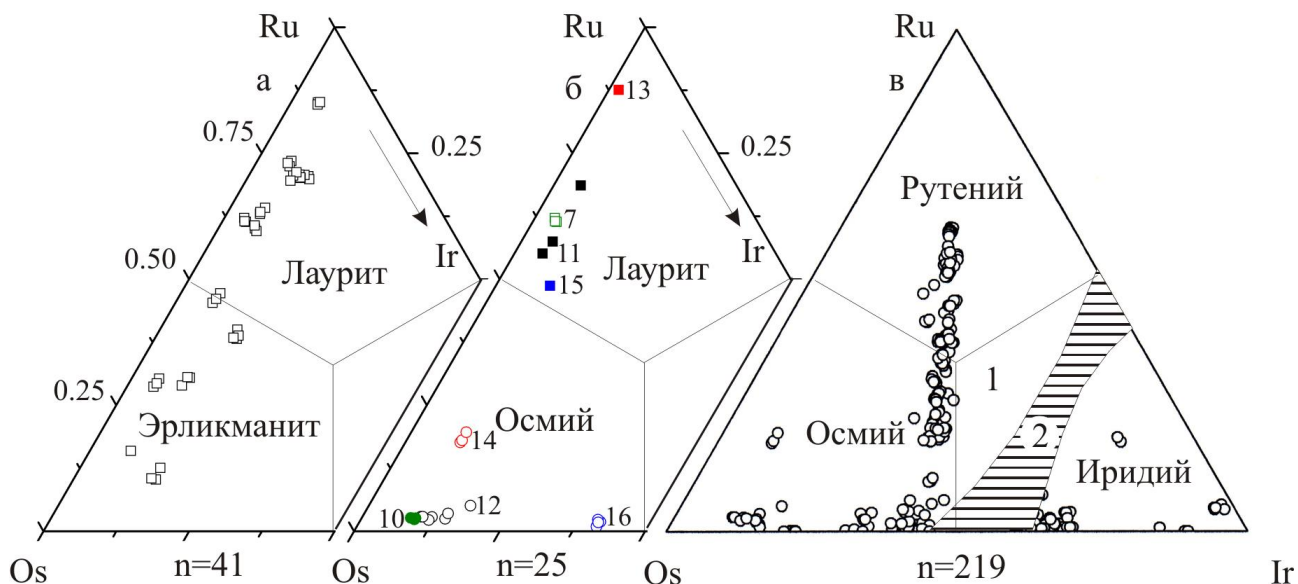


Рисунок 3 - Химические составы: (а) Ru-Os сульфидов первого морфологического типа, (б) сосуществующих лаурита второго морфологического типа и минералов осмия в составе первичного парагенезиса МПГ, (в) Ru-Os-Ir сплавов первичного платиноидного парагенезиса Верх-Нейвинского массива в координатах Ru-Os-Ir, ат. %. На рис. 3б цифры 7, 10-16 у квадратов и кругов соответствуют порядковым номерам химических анализов в табл. 1 и 2; на рис. 3в: 1 – рутениридосмин, 2 – область несмесимости по [Harris, Cabri, 1991].

Ru-Os сульфиды второго морфологического типа образованы идиоморфными минеральными включениями размером 30-80 мкм в Os-Ir-(Ru) сплавах (рис. 4а, б, в). При сравнении с Ru-Os сульфидами первого морфологического типа они характеризуются более рутениевым составом (рис. 3б, Ru # 54–99, табл. 2, ан. 11, 13, 15), который соответствует лауриту, содержащим незначительные концентрации Rh (0.12–0.25 мас. %) и Fe (до 0.27 мас. %). Ru-Os-Ir сплавы в составе первичного парагенезиса представлены самородным осмием, рутением и иридием (рис. 3б, в). Изменчивость состава гексагональных минералов осмия и рутения обусловлена либо замещением в твердом растворе осмия иридием (тренд составов вдоль горизонтальной оси Os-Ir на рис. 3в) или рутением (вертикальный тренд составов в сторону Ru, рис. 3в).

Согласно данным Д. Бэрда и В. Бассета [Bird, Bassett, 1980] наличие рутениевого тренда химических составов твердых растворов тугоплавких ЭПГ на тройной диаграмме Ru–Os–Ir (рис. 3в) свидетельствует о высокобарических условиях образования данных минералов. Высокотемпературное образование Ru-Os сульфидов было подтверждено экспериментально [Andrews, Brenan, 2002]. Соотношения фаз равновесия Os-содержащих сплавов, основанные на бинарных диаграммах Os–Ir, Os–Ru [Massalski, 1993] и состав высокомагнезиального оливина (Fo₉₂₋₉₄), характерного минерала мантийных ультрамафитов, в Ru-Os сульфидов и Os-содержащих сплавах [Баданина и др., 2013] также свидетельствуют в пользу высокотемпературной природы образования данных МПГ.

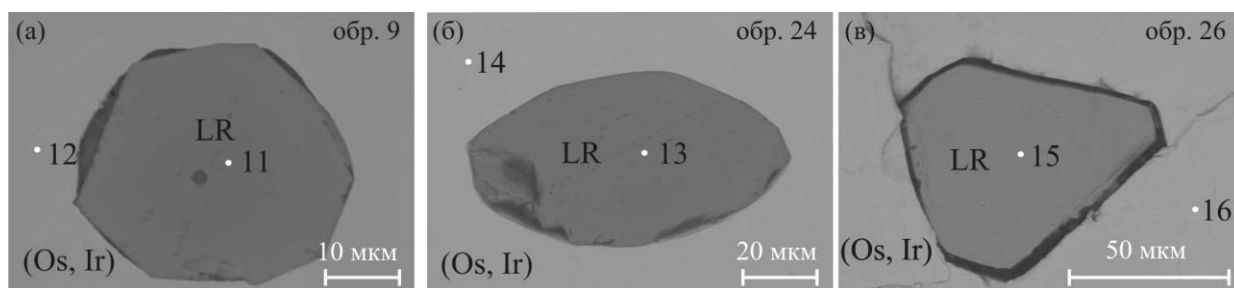


Рисунок 4 - Особенности морфологии включений лаурита (LR) второго морфологического типа в Ir-содержащем осмии (Os,Ir). Изображения в обратно-рассеянных электронах с вещественным контрастом. Цифры 11-16 – точки рентгеноспектральных микроанализов, соответствующие таковым в табл. 2.

1.1.2.2 - Вещественные и генетические особенности минеральной ассоциации платиноидов Светлоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитовых массивов (Средний Урал, Россия).

С зональными клинопироксенит-дунитовыми массивами Платиноносного пояса Урала ассоциируют различные по масштабу россыпные месторождения платиноидов. Из наиболее продуктивных россыпей Нижнетагильского и Исовского россыпных узлов Среднего Урала было добыто около 380 тонн платины [Мосин, 2002]. Данные россыпные месторождения пространственно сопряжены с Нижнетагильским, а также Светлоборским и Вересовоборским клинопироксенит-дунитовыми массивами, которые являются их коренными источниками. Несмотря на длительную историю изучения платиноносных массивов Урала [Баранников, Волченко, 1997; Высоцкий, 1913; Золоев и др., 2001; Иванов, 1997; Лазаренков и др., 1992, Мосин, 2002; Anikina et al., 2014; Auge et al., 2005; Malitch, Thalhammer, 2002; Tolstykh et al., 2015 и др.] крупных коренных месторождений платины в них обнаружено не было.

Таблица 2. Представительные химические составы сосуществующих Ru-Os сульфидов второго морфологического типа и Os-Ir сплавов первичного парагенезиса Верх-Нейвинского массива

Анализ	10	11	12	13	14	15	16
Номер обр.	159	9	9	24	24	26	26
Минерал	(Os,Ir)	лаурит	(Os,Ir)	лаурит	(Os,Ir)	лаурит	(Os,Ir)
Рисунок	1е	3а	3а	3б	3б	3в	3в
Мас. %							
Fe	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	0.27	0.22
Ni	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.
Cu	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.
Ru	1.26	26.98	1.34	49.56	11.44	22.81	0.95
Rh	<п.о.	<п.о.	<п.о.	0.25	0.15	0.12	<п.о.
Pd	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.
Os	89.13	36.92	83.82	11.44	77.51	36.99	57.26
Ir	9.38	4.54	14.66	1.83	10.49	8.28	41.55
Pt	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.
S	0	31.34	<п.о.	36.95	<п.о.	31.30	<п.о.
As	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.
Сумма	99.77	99.78	99.82	100.03	99.59	99.77	99.98

Ат. %							
Fe	–	–	–	–	–	0.33	0.74
Ni	–	–	–	–	–	–	–
Cu	–	–	–	–	–	–	–
Ru	2.35	18.26	2.50	28.59	19.62	15.61	1.77
Rh	–	–	–	0.14	0.26	0.08	–
Pd	–	–	–	–	–	–	–
Os	88.44	13.28	83.12	3.51	70.66	13.45	56.75
Ir	9.21	1.62	14.38	0.56	9.46	2.98	40.74
Pt	–	–	–	–	–	–	–
S	–	66.84	–	67.20	–	67.55	–
As	–	–	–	–	–	–	–
Ru #		56		89		54	

Примечание: (Os, Ir) – Ir-содержащий осмий. $Ru\# = 100 * Ru \text{ ат.}\% / (Ru + Os) \text{ ат.}\%$. <п.о. – ниже предела обнаружения; для Ir-содержащего осмия пределы обнаружения составили, мас. %: Os – 0.18, Ir – 0.85, Ru – 0.27, Rh – 0.11, Pt – 0.99, Pd – 0.30, Fe – 0.16, Ni – 0.18, Cu – 0.15, S – 0.06, As – 0.03.

На примере Светлоборского клинопироксенит-дунитового массива охарактеризованы минеральные ассоциации платиноидов в хромшпинелидовых сегрегациях и хромититах, характеризующихся высокими концентрациями элементов платиновой группы (ЭПГ). Оригинальные минералогические данные сопоставлены с особенностями состава МПГ хромититов Нижнетагильского массива на Среднем Урале и Кондёрского массива Алданской провинции, с которыми связаны уникальные россыпные месторождения платиноидов [Золоев и др., 2001; Малич, 1999].

Светлоборский клинопироксенит-дунитовый массив наряду с другими зональными платиноносными массивами тяготеет к западному борту Тагило-Магнитогорской мегазоны и контролируется Главным Уральским разломом (рис. 5а). Выявленное в последние годы рудопроявление «Вершинное» расположено в южной части Светлоборского массива (рис. 5б). Изученные образцы прожилково-вкрапленных обособлений хромшпинелидов и жил хромититов Светлоборского массива приурочены к зоне контакта мелко-, среднезернистых и крупнозернистых дунитов в южной части Светлоборского массива. Зона вытянута в меридиональном направлении и прослежена в длину на 800 метров и в ширину на 50-70 метров (рис. 5б). В её пределах наблюдаются неравномерно распределённые участки дунитов с повышенным содержанием хромшпинелида до 10–15%. Среди обогащённых хромитом дунитов залегают небольшие субизометричные шпировые выделения хромшпинелидов и линзовидные тела хромититов со средним размером отдельных линз около 0.4–0.7 м по удлинению и 2–5 см в поперечнике. Контакт линзовидных тел с вмещающими породами постепенный, с уменьшением содержания хромшпинелида в дуните по мере удаления от контакта. По данным механического опробования содержания платины в шпировых обособлениях хромшпинелидов составляют 2-5 г/т, в линзовидных телах хромититов – от 10-15 до 40-50 г/т.

Подавляющее большинство МПГ хромититов Светлоборского массива, подобно другим зональным клинопироксенит-дунитовым массивам, образованы Pt-Fe сплавами, которые преобладают над другими МПГ (рис. 6). Химический состав Pt-Fe сплавов Светлоборского массива (рис. 7а) близок по составу к стехиометрии изоферроплатины (Pt_3Fe), а также соответствует туламиниту ($PtFe_{0.5}Cu_{0.5}$). Химический состав Pt-Fe сплавов Кондёрского и Нижнетагильского массивов (рис. 7б, в) близок к стехиометрии Pt_2Fe (где Pt – сумма ат.% ЭПГ; Fe – сумма ат.% железа, меди и никеля), а также соответствует промежуточному члену твердых растворов ряда тетраферроплатина (PtFe) – туламинит ($PtFe_{0.5}Cu_{0.5}$). Минерал со стехиометрией Pt_2Fe не известен в синтетической системе Pt-Fe [Massalski, 1993]. Однако природные Pt-Fe твердые растворы с химическим составом близким к Pt_2Fe характерны для зональных ультрамафитовых комплексов, офиолитовых массивов и дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузивов [Служеникин, 2000; Cabri et al., 1996; Weiser et al., 1999, Malitch, Thalhammer, 2002 и др.].

Наличие включений Os-Ir минералов, Ru-Os и Ir-Rh сульфидов в Pt-Fe сплавах Кондёрского, Нижнетагильского и Светлоборского массивов (рис. 6), а также соотношения фаз равновесия Os-содержащих сплавов, основанные на бинарной системе Os-Ir [Massalski, 1993], определяют их как наиболее высокотемпературные образования. Для Pt-Fe сплавов устанавливаются два главных этапа. Первый характеризует образование Pt-Fe сплавов, близких по составу изоферроплатине и железистой платине, в результате совместной кристаллизации с хромшпинелидами. Второй этап связан с замещением первичных Pt-Fe сплавов минералами группы тетраферроплатина-туламинит-никельферроплатина и Pt-Cu сплавами в процессе серпентинизации ультрамафитов.

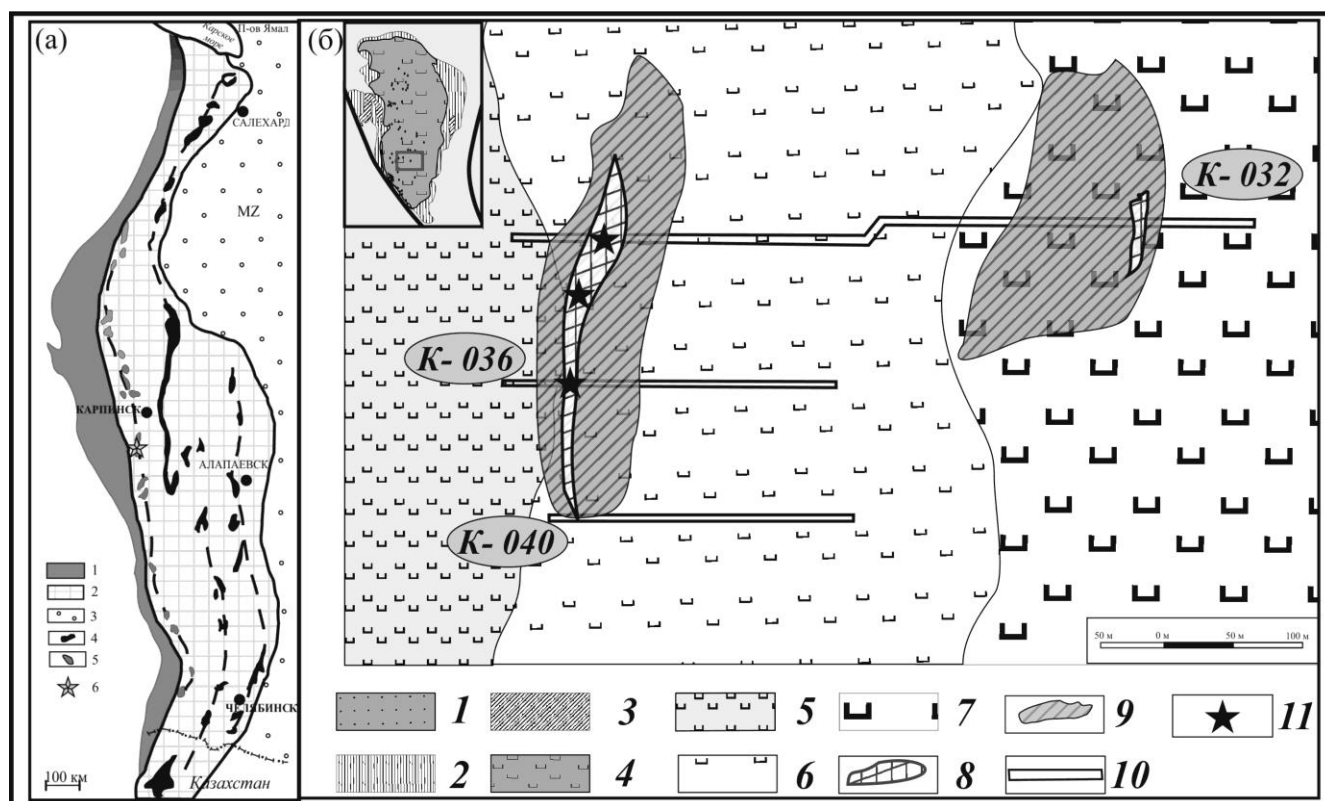


Рисунок 5 - (а) Расположение Светлоборского массива в Платиноносном поясе Урала [Ефимов, 1984; Гурская, 1997] и (б) схема геологического строения участка Вершинный Светлоборского массива с выделенными хромит-платиновыми зонами

Условные обозначения рис. 5 (а): 1 – Центрально-Уральское поднятие, 2 – Тагило-Магнитогорская мегазона, 3 – мезозойско-кайнозойские отложения Зауралья, 4 – альпинотипные дунит-гарцбургитовые массивы, 5 – зональные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса, 6 – местоположение Светлоборского массива. Условные обозначения рис. 1 (б): врезка со Светлоборским массивом (массив показан вверху слева): 1 – базальты и андезитовые базальты и развитые по ним зелёные сланцы, 2 – пироксениты, 3 – габбро, 4 – дуниты ядра; участок Вершинный: 5 – мелкозернистые дуниты, 6 – мелко- и среднезернистые дуниты, 7 – среднезернистые дуниты, 8 – зона прожилково-вкрапленных хромитов, переходящих в массивные, 9 – зона прожилково-вкрапленных хромитов, 10 – магистральные канавы, 11 – точки хромитовых сегрегаций с видимой платиной.

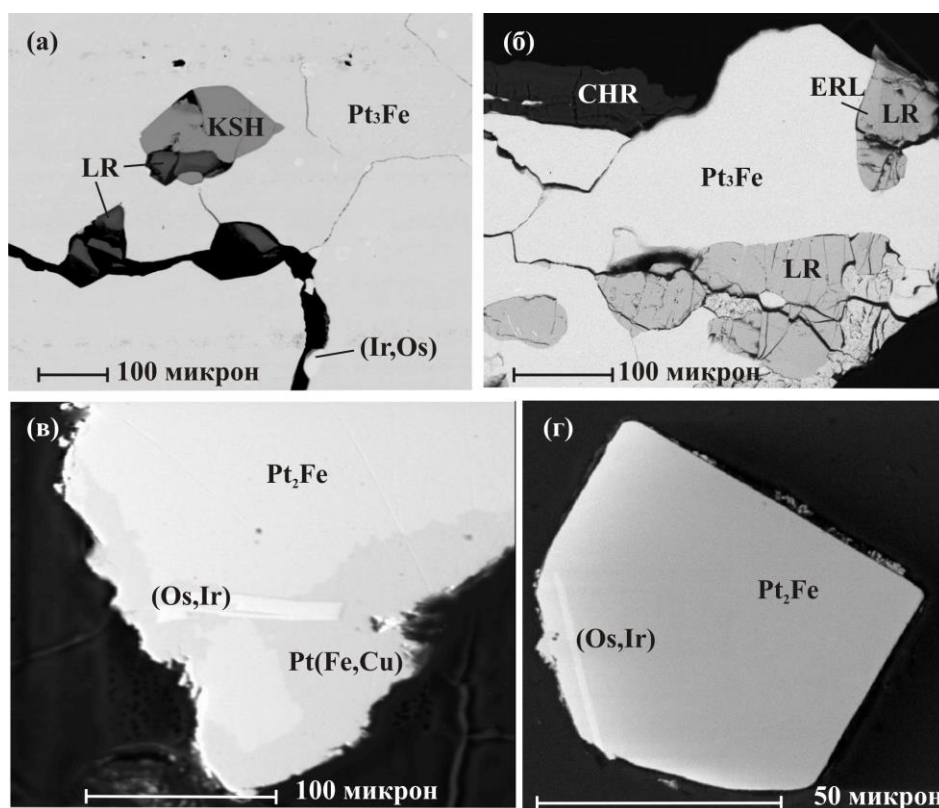


Рисунок 6 - Особенности внутреннего строения МПП хромитов Светлоборского (а, б), Нижнетагильского (в) и Кондёрского (г) массивов. Pt_3Fe – Pt-Fe сплав состава изоферроплатины, Pt_2Fe – железистая платина; LR – лаурит, KSH – кашинит, ERL – эрликманит, (Ir,Os) – Os-содержащий иридий, (Os,Ir) – Ir-содержащий осмий, Pt(Fe,Cu) – твердый раствор ряда тетраферроплатина – туламинит; CHR – хромшпинелид. Изображения в обратно-рассеянных электронах с вещественным контрастом.

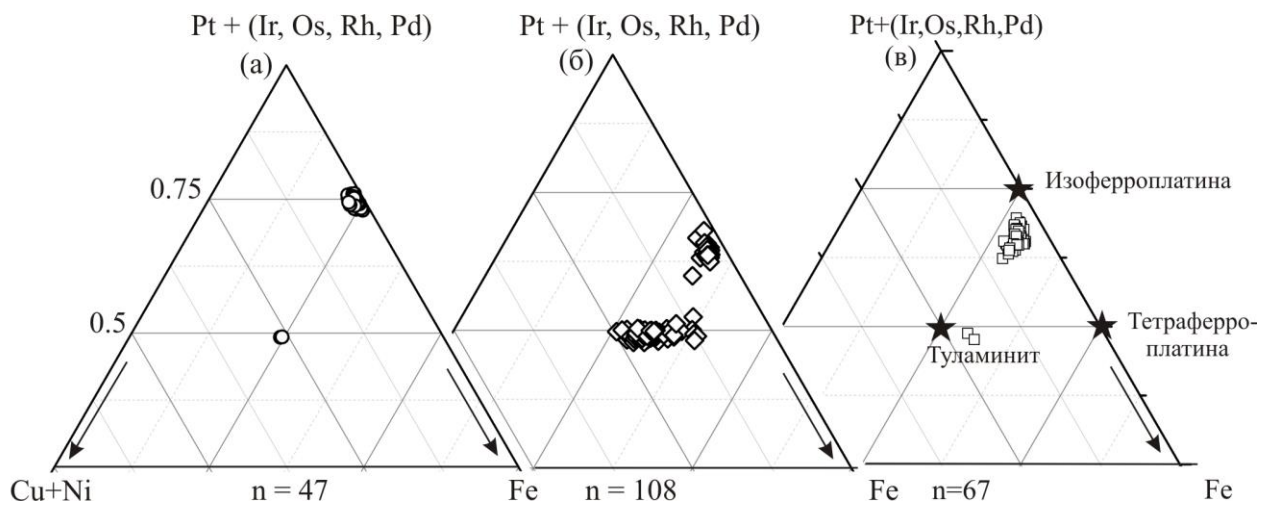


Рисунок 7 - Химические составы Pt-Fe сплавов хромититов Светлоборского (а), Кондёрского (б) и Нижнетагильского (в) массивов в координатах Pt+(Ir,Os,Rh,Pd) – Cu+Ni – Fe, ат. %. Звездочки – минералы системы Pt-Fe: изоферроплатина, тетраферроплатина и туламинит.

В Pt-Fe сплавах Светлоборского, Нижнетагильского и Кондёрского массивов диагностирован широкий набор включений, представленных Ru-Os сульфидами ряда лаурит-эрликманит (RuS_2 - OsS_2) (рис. 8а), Ir-Rh сульфидами ряда кашинит-боуит (Ir_2S_3 - Rh_2S_3) (рис. 8б), Ir-Rh тиошпинелями ряда купроирридсит ($CuIr_2S_4$) – купрородсит ($CuRh_2S_4$) и Os-Ir сплавами (рис. 8с).

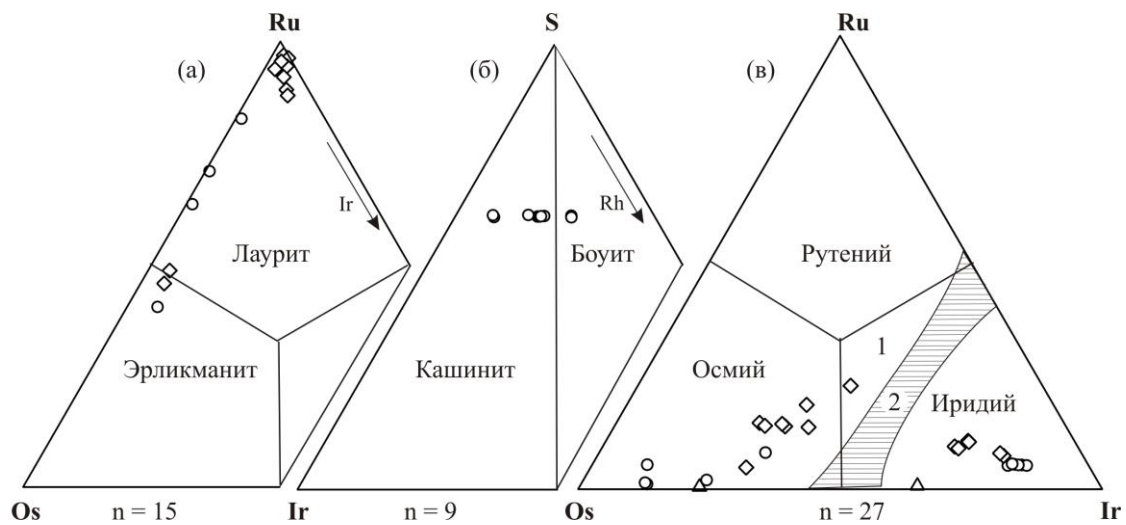


Рисунок 8 - Химические составы (а) Ru-Os сульфидов в координатах Ru-Os-Ir, ат.%, (б) Ir-Rh сульфидов в координатах S – Ir – Rh, ат.% и (в) Os – Ir – (Ru) сплавов в координатах Ru – Os – Ir, ат.% из хромититов Светлоборского (круги), Кондёрского (треугольники) и Нижнетагильского (ромбы) массивов. На рис. 4в: 1 – рутениридосмин, 2 – область несмесимости по [Harris, Cabri, 1991].

Вещественные характеристики платинометаллического оруденения зональных массивов Среднего Урала и Алдана близки особенностям состава Pt-Fe и Os-Ir сплавов платиноносных зональных ультраосновных комплексов Дальнего Востока (Гальмознанского, Феклистовского и др.), а также Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции [Лазаренков и др., 1992;

Толстых, Кривенко, 1997; Малич, 1999; Золоев и др., 2001; Мочалов и др., 2002; Толстых и др., 2011; Сидоров и др., 2013; Малич, Баданина, 2015; Cabri et al., 1996; Malitch et al., 2002; Malitch, Thalhammer, 2002; Tolstykh et al., 2015 и др.].

1.2 Проблема источников золота Светлинского месторождения. Отв. исп. *А.Ю. Кисин*
Исполнители: *Огородников В.Н., Притчин М.Е.*

1.2.1 Цель исследований

Главная цель исследований – уточнение геологического строения Светлинского месторождения золота, установление его генезиса и источников золота.

1.2.2 Результаты исследований

В настоящее время Светлинское месторождение золота является самым крупным на Южном Урале. Согласно Информационной справке..., 2017, в 2016 году на месторождении было добыто 18.5% золота от добычи по УрФО. По результатам предыдущих исследований, считается полигенным и полихромным, генетически связанным с глубинным субмеридиональным надвигом [Сазонов и др., 1989] или с пересечением субмеридиональной шовной зоны крупным разломом СЗ простирания [Огородников и др., 2004]. Наши исследования в Светлинском карьере показали, что месторождение контролируется тектоническими срывами в обрамлении Светлинской купольной структурой [Кисин, Притчин, 2015]. В таком случае, золото могло отгоняться в породы обрамления купола при гранитизации, а затем перераспределяться в его долгоживущем термоградиентном поле [Мурзин и др., 1991]. Тогда месторождение действительно будет полигенным и полихромным, но генетически связанным с куполом гранитогнейсов. Это позволит создать совершенно другой прогнозно-поисковый комплекс.

Светлинский золоторудный карьер расположен в 100 км к югу от г. Челябинск и 25 км к ЮЗ от г. Пласт. Месторождение золота приурочено непосредственно к тектонической границе Заураловского синклинория (на западе) и Кочкарского антиклинория (на востоке). Восточное крыло синклинория имеет ширину 10-22 км, с падением на запад под углами 15-60° [Геология..., 1969]. Кочкарский антиклинорий имеет протяженность до 140 км, при ширине до 27 км. По результатам структурных исследований, проведенных сотрудниками Свердловского горного института в 70-х годах прошлого столетия, граница между этими двумя структурами представлена надвигом западного падения, заложенным в позднем девоне [Кейльман и др., 1973]. Согласно геологическим картам второй половины прошлого века, вулканогенно-осадочные толщи девон-силурийского возраста (синклинорий) надвинуты на фаунистически охарактеризованные раннекаменноугольные терригенно-карбонатные породы (антиклинорий). Здесь имеется некоторое противоречие: надвиг заложен в позднем девоне, а в его лежащем боку находятся породы раннекаменноугольного возраста. Есть и другая точка зрения на возможный возраст пород на месторождении: для висячего бока - R₃ (?), а для лежащего бока - R₂ (?)

[Сначёв, Рыкус, 2013]. Рифейский возраст пород недостаточно обоснован и здесь не обсуждается, но в висячем боку надвига породы оказались моложе, чем в его лежащем боку. В.Н Сазонов и др. [1989] также признают существование надвига и связали с ним образование Светлинского месторождения золота (рис. 9). До настоящего времени представления о характере сочленения Кочкарского антиклинория и Заураловского синклинория базировались на результатах геолого-структурных и геофизических исследований, колонковом бурении и авторских представлениях. Теперь изучение геологии зоны сочленения данных структур и генезиса месторождения золота возможны непосредственно в бортах Светлинского карьера. Авторами данный карьер посещается ежегодно на протяжении почти всего времени его эксплуатации. В июле 2017 года, время последнего посещения, глубина карьера составляла 190-200 м. Зона контакта хорошо видна в его бортах (рис. 10) и характеризуется следующими особенностями геологического строения.

1. Терригенно-карбонатная толща (лежащий бок надвига) представлена мраморами (в других местах антиклинория – мраморизованными известняками) раннекаменноугольного возраста, что подтверждается фаунистическими остатками, обнаруженными в мраморизованных известняках на многих пограничных участках Кочкарского антиклинория. Фаунистические остатки в изобилии наблюдается также в мраморизованных известняках в Джабык-Карагайском и Суундукском антиклинориях, расположенных южнее и находящихся в аналогичной

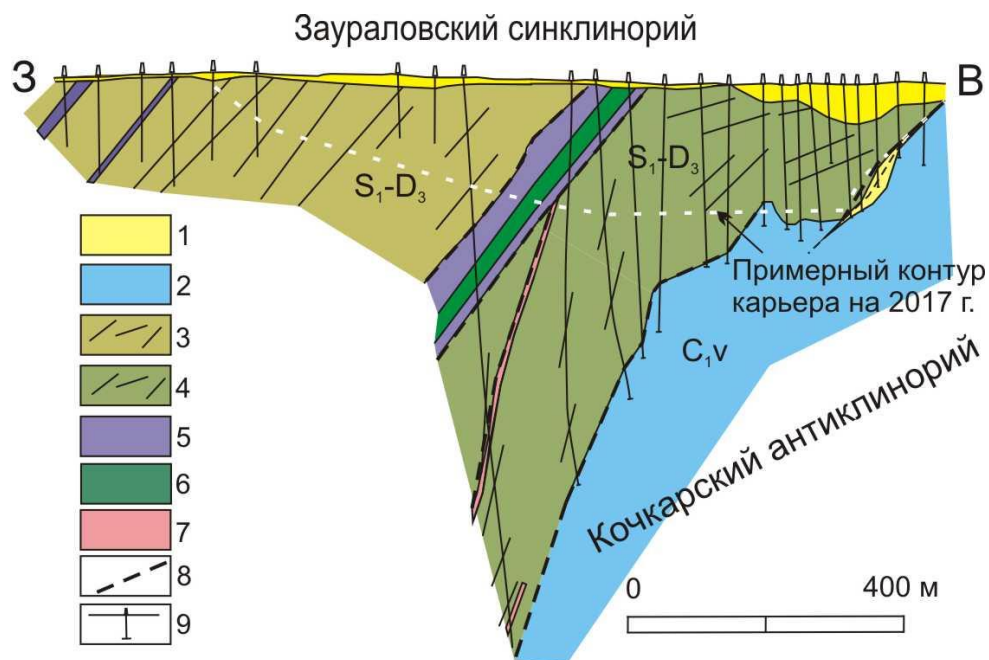


Рисунок 9 - Схематический геологический разрез через зону сочленения Зауральского синклинория и Кочкарского антиклинория (по [Сазонов и др., 1989], адаптировано)

Условные обозначения: 1 – делювиально-аллювиальные и карстовые отложения; 2 – преимущественно мраморы средне- крупнозернистые; 3-4 – вулканогенно-осадочная толща (S1-D3): 3 – амфиболиты аповулканитовые, туфа основного состава, кварц-углистые сланцы; 4 - метасоматиты переменного состава (кварц-альбит-биотит-серицитовые), линии показывают преобладающую полосчатость пород; 5 – талькиты, тальк-карбонатные породы, серпентиниты; 6 - габбро метаморфизованное (с наложенной амфиболитизацией, эпидотизацией и хлоритизацией); 7 – вторичные кварциты (кварц метасоматический); 8 – основные тектонические нарушения; 9 – скважины колонкового бурения.



Рисунок 10 - Светлинский карьер в июле 2017 года. Вид на юг

структурной позиции. На площади Заураловского синклиория каменноугольные известняки отсутствуют.

2. Терригенно-карбонатная толща формировалась в условиях мелководья, с быстро меняющимся уклоном дна. Об этом свидетельствуют оползневые структуры, иногда наблюдаемые в мраморах. Обычно они представлены фрагментами слоев кварцито-песчаников в средне- крупнозернистых светлых мраморах (рис. 11). Слойки будинированы и смяты в мелкие замысловато-скрученные складки, характерные для оползней. В целом они имеют крутое ($60-70^\circ$) падение в западном направлении. Иногда в мраморах наблюдаются фрагменты параллельной полосчатости, секущей оползневые структуры. Происхождение данной полосчатости нами объясняется гравитационным уплотнением сползших вниз осадков. Примечательно, что эта полосчатость (псевдослоистость) также падает на запад под углом $10-30^\circ$. Это может означать, что наклон дна снова менялся, а характер тектонических движений сохранился. В других случаях оползневые структуры наблюдаются непосредственно в тонкослоистых мраморизованных известняках: метаморфизованные известковистые илы, с характерными оползневыми деформациями, включая брекчирование и опрокинутые мелкие складки. Добавим, что восточный контакт мраморов также тектонический и падает на запад под углом около 40° .



Рисунок 11 - Фрагменты S-образных слоев песчаников (1) в мраморе в С.-В. борту Светлинского карьера

Субгоризонтальная полосчатость (2) – уплотнение карбонатных илов на стадии диагенеза. Вид на север.

3. В мраморах местами проявлен кливаж течения (азимут падения 240-250 °ЗЮЗ, угол падения 40-60°), контролирующей кристаллизационную полосчатость. Элементы залегания кливажа соответствуют предполагаемому надвигу. Мраморы крупнозернистые, кальцитовые и Mg-кальцитовые, с реликтами светлых мелкозернистых доломитов. Доломиты испытали растяжение по восстанию, в результате чего в них возникли субгоризонтальные трещины растяжения, часть из которых зияющие и инкрустированы кристаллами кальцита, доломита и флюорита. Образование трещин растяжения в доломите обусловлено пластичным течением кальцитовых мраморов. Метаморфизм мраморов нарастает с запада на восток (появление рубиновой минерализации в мраморах восточной части толщи).

4. В шламе скважин по мраморам Светлинского карьера установлено кристаллическое золото, сульфиды железа, меди и цинка, кварц, флюорит, розовые топазы, мусковит [Кисин и др., 2017], появление которых можно связать с гранитизацией пород в Кочкарском антиклинории.

5. Вулканогенно-осадочная толща, относимая к Заураловскому синклинию, представлена грубослоистыми породами буроватого цвета, падающими в западном направлении под углами 30-60° (см. рис. 8). Петрографическое описание пород дано в [Сазонов и др., 1989]. Среди них в карьере часто попадаются зоны милонитов, мощностью до 3 м. Иногда с милонитами ассоциируют согласные, маломощные (до 1 м) тела тальцитов. Кинематический анализ милонитов указывает на взбросо-надвиговый характер движений.

6. Вулканогенно-осадочная толща иногда рассекается небольшими (до 20-30 м мощностью) телами серпентинитов, тальцитов и тальк-карбонатных пород (см. рис. 9). Падение контактов более крутое, чем падение слоистости и милонитов (разница 20-30°), но то же на запад (230-270°). Их появление хорошо объясняется формированием надвига и выжиманием более

пластичных пород по тектоническим нарушениям вверх (протрузии).

7. Непосредственный контакт мраморов с вулканогенно-осадочной толщей очень неровный, близкий к вертикальному (рис. 12). Мраморы в контакте сильно тектонизированы и перекристаллизованы, представлены массивными породами с залеченными минерализованными трещинами кливажа. Борозды и зеркала скольжения на поверхности мраморов указывают на вертикальные движения различных знаков. Однако здесь часто наблюдаются скопления новообразованного аподоломитового талька, расположенные обычно под выступающими на запад участками поверхности. Это можно объяснить как вздыманием мраморов, так и просадкой контактирующих пород, испытавших химическую дезинтеграцию. Нахождение здесь кристаллов кварца, с включениями амфиболов, хлорита, рутила и фуксита, больше отвечает вертикальным перемещениям мраморов на краю растущей купольной структуры.

Исходя из этих и некоторых других фактов, зона контакта Заураловского синклинория и Кочкарского антиклинория представляется в следующем виде. Структуры (синклинорий и антиклинорий) сформировались в позднем палеозое, на коллизионном этапе развития Урала. В условиях ориентированного горизонтального сжатия в позднем девоне возник надвиг западного падения (рис. 13а), с парой противоположно ориентированных изгибающих моментов, вызвавших деформации коры по модели блоковой складчатости [Кисин, 2009; Кисин, Коротеев, 2017]. Опускание лежачего крыла надвига под весом нагрузки привело к накоплению



Рисунок 12 - Контакт мраморов (Ca) с вулканогенно-осадочной толщей в Светлинском карьере на глубине 190 м

мелководных морских терригенно-карбонатных отложений. Источниками сноса могли быть участки суши его приподнятого висячего бока. Прогрессирующее опускание лежачего бока надвига меняло наклон дна бассейна, что сопровождалось возникновением оползневых структур в неконсолидированных осадках. Развитие положительного изгиба к востоку от

надвига вызвало общий подъем блока и закрытие морского бассейна в поствизейское-посттурнейское время. Положительный изгиб создал условия горизонтального сжатия, нарастающие с глубиной, разогрев пород нижней части коры, пластические и квазипластические потоки, переносящие тепловую и химическую энергию на верхние горизонты коры, формирование купольных структур, ставших центрами зонального высокоградного метаморфизма. Нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные отложения также подверглись динамотермальному метаморфизму, пластическим и квазипластическим деформациям, кливажированию и выжиманию вверх. Зоны тектонических срывов, обусловленные куполообразованием, осложнили зону надвига (рис. 13б). Поэтому на ранних этапах становления указанных структур их границей служил надвиг, а на поздних этапах – тектонические срывы, наложенные на зону надвига. Представляется, что зоны тектонических срывов несут основную ответственность за формирование месторождения золота [Кисин, Притчин, 2015].

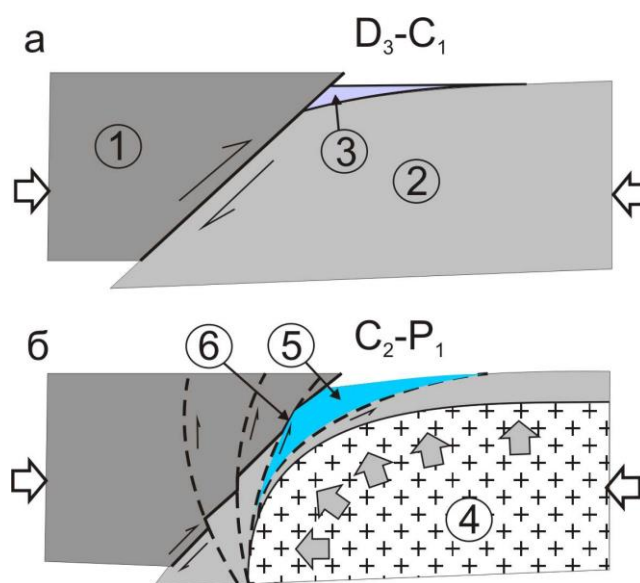


Рисунок 13 - Схема формирования зоны сочленения Заураловского синклинория и Кочкарского антиклинория: а – начало коллизионного этапа (D₃-C₁), б – завершение коллизионного этапа (C₂-P₁)

Цифры в кружках: 1 – край Заураловского синклинория, 2 – край Кочкарского антиклинория, 3 – синтетектонические терригенно-карбонатные осадки; 4 - растущая купольная структура; 5 – мрамор с прослоями кварцитов; 6 – локализация Светлинского месторождения золота

В связи с обнаружением самородного золота в мраморе Светлинского месторождения были исследованы газово-жидкие включения (ГЖВ) в кристалле кварца из каверны в мраморе. Исследования проводились на термокриостолке ТНМСС-600 фирмы «Linkam» (Англия) с длиннофокусным объективом 100, установленном на микроскопе «Amplival» (аналитик Гараева А.А.). Для уточнения состава газовой составляющей флюида выборочно проведена рамановская спектроскопия на спектрометре LabRam HR 800 Evolution с длиной волны возбуждения 514 нм (аналитик Панкрушина Е., ЦКП «Геоаналитик»). Изучены первичные и первично-вторичные

ГЖВ в кристалле кварца. Установлены, что кварц формировался при температуре 400-137 °С давлении 3-0,4 кбар и высокой солености флюида (свыше 30% экв. NaCl и плотности флюида 1,15-1,33 г/см³). В составе некоторых включений установлено присутствие KCl, FeCl₂, CaCl₂, а также жидкая фаза углеводородов. По результатам рамановской спектроскопии монофазных газовых включений газовая фаза представляет собой смесь CO₂ (главный компонент), N₂, H₂S, H₂, с признаками CH₄. Результаты исследований ГЖВ в кварце из мраморов Светлинского месторождения свидетельствует о сложной эволюции в системе H₂O-CO₂-NaCl-KCl-CaCl₂-FeCl₂-N₂-CH₄-H₂S-H₂ при гидротермальном процессе.

1.3 Редкие металлы

Рудный потенциал карбонатитовых комплексов внутриплитных мобильных поясов (на примере Урала): Nb, Zr, TR (*Отв. исп.* Недосекова И.Л.).

1.3.1 Цель: Сравнительная характеристика рудной редкометалльной минерализации и оценка рудного потенциала карбонатитовых комплексов внутриплитных мобильных поясов (на примере Урала). *Объекты исследования:* рудные редкометалльные минералы и рудовмещающие породы основных типов месторождений карбонатитовых комплексов Уральского мобильного пояса (Вишневогорское, Потанинское, Булдымское месторождения). *Задачи 2018:* 1) Исследование состава и геохимической эволюции рудных минералов ниобия, циркония и редких земель; 2) сопоставление процессов рудообразования в карбонатитовых комплексах различных геодинамических режимов (мобильных поясов и щитов).

1.3.2 Основные результаты

Изучены особенности морфологии, состава и геохимической эволюции рудных ниобиевых минералов (группы пирохлора) из основных типов пород редкометалльных месторождений, связанных со щелочно-карбонатитовыми комплексами Урала. Исследованы рудные минералы Вишневогорского Zr-Nb месторождения и Потанинского Nb месторождения (Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс), а также Булдымского REE-Nb месторождения (Булдымский ультрабазит-карбонатитовый комплекс), Южный Урал.

Пирохлоры. Исследованы 20 образцов рудных ниобиевых минералов группы пирохлора и эшинита из основных типов пород, включая миаскиты (пегматоидные разности и полевошпаттовые прожилки в миаскитах), миаскит-пегматиты, разновозрастные и разнофациальные карбонатиты (севиты I, севиты II, севиты III, бэфорситы IV), полевошпат-пироксеновые (Fsp-Py) жилы фенитов из месторождений ильмено-вишневогорского и булдымского комплексов (Вишневогорского, Потанинского и Булдымского месторождений).

Изменчивость в химическом составе исследованных пирохлоров значительна (в мас.%): Nb₂O₅ – 38,99-69,6; Ta₂O₅ – 0-13,8; ZrO₂ – 0-0,15; TiO₂ – 2,81-12,2; CaO – 2,59-17,22; Na₂O – 0-7,99; ThO₂ – 0-5,9; UO₂ – 0-23,78; LREE₂O₃ – 0,06-7,34; Fe₂O₃ – 0-1,8; MnO – 0-0,68; BaO – 0-2,28; SrO – 0,12-5,49; PbO – 0-0,95; F – 0,04-5,7, что характерно для пирохлоров из карбонатитовых массивов мира [Chakmouradian and Williams, 2004; Ярошевский. Багдасаров,

2008; Когарко и др., 2009; Зайцев и др., 2011; Лазарева и др., 2015; Хромова и др., 2017].

Среди изученных минералов группы пирохлора устанавливаются два основных минеральных вида – уранпирохлор и пирохлор, встречаются также стронциопирохлор [Hogarth, 1977]. Согласно последней номенклатуре группы пирохлора [Atencio et al, 2010] исследованные пирохлоры могут быть классифицированы как U-(Ta)-содержащие оксикальциопирохлоры (уранпирохлоры, по классификации [Hogarth, 1977]) и фторкальциопирохлоры (в том числе Ta-, REESe- и Sr-содержащие разновидности). Встречаются также кенопирохлоры (с вакансией в позиции А более 50% по отношению к катионам этой позиции) и гидропирохлоры, образующиеся при вторичных изменениях ранних всех вышеописанных разновидностей пирохлоров.

Составы пирохлоров из различных типов пород ИВК и булдымского комплекса приведены на бинарной диаграмме Nb-F, иллюстрирующей последовательность формирования рудных минералов и закономерности их геохимической эволюции (рис. 14).

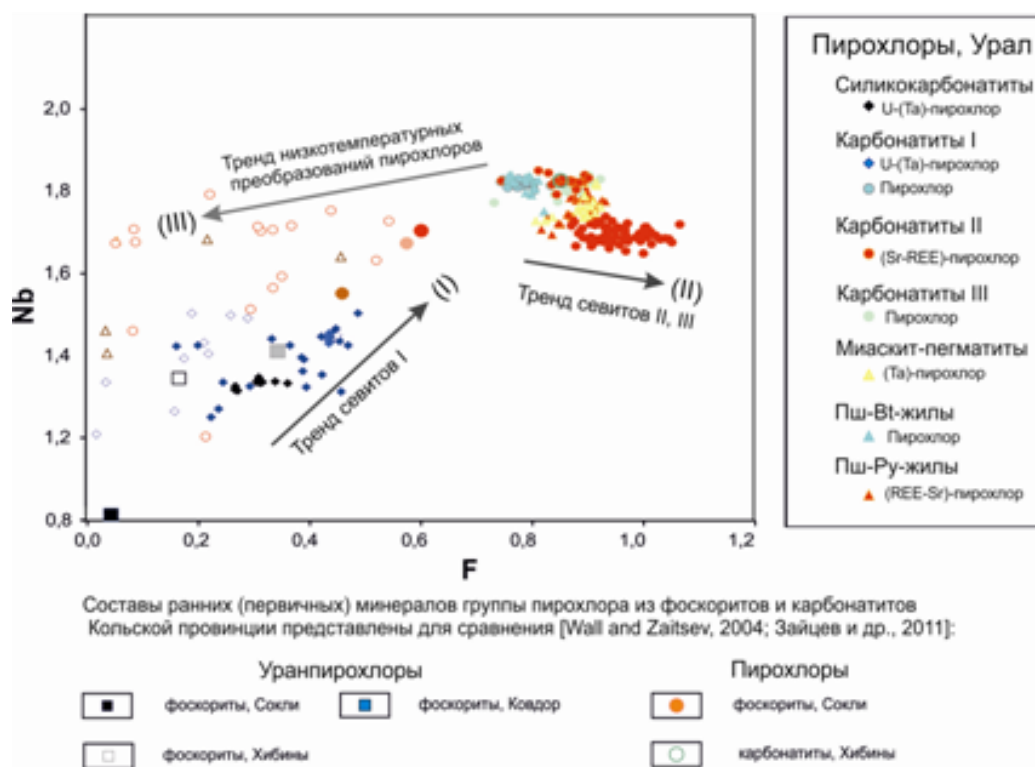


Рисунок 14 - Бинарная диаграмма состава Nb-F (форм. ед.) минералов группы пирохлора из пород ильмено-вишневогорского и булдымского карбонатитовых комплексов, Ю. Урал
Стрелки показывают направление эволюции состава пирохлоров: I – раннекарбонатитовый тренд, II – позднекарбонатитовый тренд, III – тренд низкотемпературных изменений (гидратации) с образованием составов кено- и гидропирохлоров. Не залитые условные знаки – измененный (гидратированный) пирохлор.

Тренд I соответствуют кристаллизации уранпирохлоров (Потанинское и Булдымское месторождение). Тренд II – кристаллизация фторкальциопирохлоров (Вишневогорское, Булдымское, Потанинское месторождения). Для сравнения также показаны точки состава пирохлоров из пород платформенных ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов (УЩК) Карело-Кольской провинции [Wall and Zaitsev, 2004; Зайцев и др., 2011].

Тренд ранних карбонатитов (севитов I) иллюстрирует последовательное изменение составов уранпирохлора (или U-(Ta)-оксикальциопирохлора по [Atencio et al, 2010]) с

увеличением F и Nb, после чего происходит резкая смена составов кристаллизующихся рудных минералов, и начинают кристаллизоваться фторкальциопирохлоры, формирующие тренд поздних карбонатитов (севитов II), который фиксирует резкую смену условий и химизма среды минералообразования. Тренд III отражает процессы вторичных низкотемпературных изменений пирохлоров, связанных с воздействием водного флюида, в результате которых происходит вынос Na, Ca и F из структуры пирохлоров, появление вакансий в А-позиции, которая частично заполняется Si, Fe, Ta, Ti, Th, REE и Sr с формированием составов кено- и гидропирохлоров.

Необходимо отметить, что химические составы изученных нами уранпирохлоров из ранних карбонатитов (силикокарбонатитов и севитов I) ИВК и булдымского комплекса типичны для самых ранних генераций уранпирохлора, которые описаны в карбонатитовых комплексах Карело-Кольской провинции [Chakhmouradian and Williams, 2004; Зайцев и др., 2011] и образуются на фоскоритовой (позднемагматической) стадии эволюции комплексов УЩК (см. рис. 13). Эти данные, в совокупности с геологическими и петрографическими наблюдениями, подтверждают, что уранпирохлоры уральских карбонатитовых комплексов образовались на позднемагматической стадии кристаллизации щелочно-карбонатитовых расплавов.

Пирохлоры поздних карбонатитов (севитов II и севитов III), а также миаскит-пегматитов и Fsp-Пу жил ИВК и булдымского комплекса показывают широкие вариации составов (от стехиометричных пирохлоров с низкими содержаниями микропримесей до Ta-, REE- и Sr-содержащих разностей пирохлоров) и формируют единый линейный тренд с увеличением F при менее значительных изменениях содержания Nb (см. рис. 1). Необходимо отметить, что составы изученных пирохлоров отличны от ранних (первичных) пирохлоров фоскоритов и карбонатитов Карело-Кольской провинции, что, может быть связано с несколько иными условиями их формирования.

Исследования Sm-Nd- и Rb-Sr изотопных составов рудных ниобиевых минералов группы пирохлора и пород ИВК свидетельствуют о едином источнике вещества для пород миаскит-карбонатитового комплекса и ниобиевой минерализации ранней карбонатитовой стадии ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{425} = 0.70343$, $\epsilon\text{Nd}_{425} = 3.63-4.49$, U-(Ta)-оксикальциопирохлор, Потанинское месторождение). При этом источник вещества по составу соответствует умеренно деплетированному мантийному источнику. Эти данные в совокупности с результатами датирования [Kramm et al., 1993; Краснобаев и др., 2010; Недосекова, Беляцкий, 2012; Недосекова и др., 2014] подтверждают, что процессы карбонатитообразования и редкометалльного рудообразования происходили на раннем этапе становления ИВК и связаны с функционированием щелочно-карбонатитовой магматической системы.

Пирохлоры ИВК поздней карбонатитовой стадии (Sr-REE-фторкальциопирохлоры) показывают более широкие вариации начальных изотопных составов Nd и Sr ($\epsilon\text{Nd}_{425} = 3.73-$

4.60; $87\text{Sr}/86\text{Sr}_{425} = 0.70340$, обр. 331, севит II), которые также соответствуют диапазону изотопных составов пород миаскит-карбонатитового комплекса [Nedosekova et al., 2013, Недосекова и др., 2018]. Вариации изотопных составов Sr и Nd этих пироксенов могут быть связаны с многостадийностью процессов рудообразования и поступлением новых порций расплавов-флюидов и рудообразующего вещества на заключительных этапах формирования ниобиевых месторождений, а также с процессами перекристаллизации рудных минералов и пород на коллизионном этапе становления ИВК.

Для Булдымского комплекса установлено, что рудная REE-Nb минерализация имеет умеренно обогащенные изотопные составы и значительные вариации начальных изотопных отношений Sr и Nd ($87\text{Sr}/86\text{Sr}_{268} = 0.70428-0.70785$; $\epsilon\text{Nd}_{268} = -2.65\dots-6.61$). На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T) - \epsilon\text{Nd}$ изотопный состав REE-минералов Булдымского комплекса находится за пределами мантийной области [Hofmann, 1997] и полей изотопных составов ультрабазитов и карбонатитов Булдымского массива, а также значительно отличается от состава руд и пород миаскит-карбонатитового комплекса. Значительные вариации изотопных отношений рудных REE-Nb минералов могут быть связаны с участием коровых флюидов в процессах щелочного метасоматоза и рудообразования в Булдымском комплексе.

1.4 Взаимосвязь хрусталеобразующих и золоторудных процессов. *Отв. исполнитель Огородников В.Н.*

В 2018 году на территории Уральского ФО планируется начало ГРП на двух объектах – на рудное золото и кварцевое сырье, что определяет актуальность и цели настоящих исследований. Применение факторного анализа в значительной мере повышает качество геохимических исследований и показывает связь оруденения (хрусталеобразования) с различными стадиями метасоматических преобразований пород, объясняет наличие нескольких генераций рудоотложения и распределение элементов-примесей в пространстве. Факторный анализ внедрен нами на хрусталеносных месторождениях Южного Урала. Детальные минералогическо-петрографические исследования метасоматических процессов, опробование метасоматитов на золото и серебро (пробирный и нейтронно-активационный анализы), спектральный анализ метасоматитов на 40 элементов и последующая обработка этих данных с использованием компьютерных технологий позволили установить взаимосвязь хрусталеобразующих и золоторудных процессов.

Установлено, что золото имеет устойчивые положительные связи с медью, свинцом, серебром, мышьяком, вольфрамом, барием, бериллием, сурьмой и висмутом. Аналогичные связи устанавливаются на золоторудных месторождениях Урала и других регионов. Расчет величин факторов осуществляется по программе FACANS (метод главных компонент). Величина фактора пропорциональна его вкладу (в процентах) в изучаемую общую

совокупность. В формулах в числителе сгруппированы привносимые, а в знаменателе выносимые элементы, при элементах указан их относительный вклад в систему.

Первый фактор обусловлен различиями вмещающих пород, по отношению к золоту он нейтрален, поэтому здесь не приводится. Мобилизация золота в раствор, в том числе и халькофильных элементов, наблюдается на ранних стадиях метасоматического процесса при плагиофельдшпатизации метавулканитов и описываются вторым фактором:

$$F_2 = \text{Ti}_{0,51}\text{Ga}_{0,55}\text{Zr}_{0,46}\text{V}_{0,32}\text{Ba}_{0,30} / \text{Au}_{0,53}\text{Sb}_{0,60}\text{Bi}_{0,66}\text{Sn}_{0,46}\text{Cu}_{0,45}\text{Pb}_{0,38}\text{As}_{0,36}\text{Ag}_{0,33};$$

Дальнейшее метасоматическое преобразование пород проявляется в их биотитизации и хлоритизации, сопровождающихся осаждением (привносом) самородного тонкодисперсного золота и сульфосолей, что отчетливо отражается и фиксируется третьим фактором, а также сульфидов (пирита, халькопирита), что фиксируется пятым фактором:

$$F_3 = \text{Au}_{0,41}\text{Ag}_{0,44}\text{Sb}_{0,47}\text{Bi}_{0,31}\text{Sr}_{0,50}\text{Zr}_{0,63}\text{Pb}_{0,31} / \text{Cr}_{0,39}\text{Ni}_{0,37}\text{Be}_{0,41}\text{Co}_{0,31};$$

$$F_5 = \text{Cu}_{0,45}\text{Pb}_{0,46}\text{Au}_{0,20}\text{Be}_{0,35} / \text{As}_{0,60}\text{Sn}_{0,39}\text{Mn}_{0,29}$$

Из выражения факторов 3 и 5 видно, что золотоносность указанных образований в большей мере определяется сульфосолями и самородным золотом, чем золотосодержащими сульфидами. Образование кварцевых жил, последующие процессы аргиллизации и хрусталеобразования сопровождаются вновь мобилизацией золота в раствор, что нашло отражение соответственно в факторах 4 и 6:

$$F_4 = 6,66 (\text{Y}_{0,62}\text{Sr}_{0,48}\text{Mn}_{0,40}\text{Ba}_{0,29}) / \text{Ag}_{0,28}\text{Au}_{0,07}\text{Cr}_{0,29}\text{V}_{0,38}\text{Ti}_{0,24}\text{Sb}_{0,24}\text{Bi}_{0,18};$$

$$F_6 = 5,73 (\text{Y}_{0,38}\text{Zr}_{0,26}\text{Sn}_{0,30}) / (\text{P}_{0,55}\text{Au}_{0,22}\text{Zn}_{0,44}\text{Ag}_{0,36}\text{Mo}_{0,35}\text{Mn}_{0,26}).$$

Отложение этого вынесенного золота происходит на геохимическом барьере в обрамлении хрусталеносных зон, в кварц-альбит-доломитовых метасоматитах (эйситах), сопровождающихся сульфидной минерализацией. Это описывается седьмым фактором:

$$F_7 = 4,79 (\text{Au}_{0,28}\text{Zn}_{0,27}\text{Mo}_{0,47}\text{Co}_{0,39}\text{Ba}_{0,30}\text{Bi}_{0,31}\text{Ag}_{0,21}\text{As}_{0,19}) / ($$

Из сопоставления факторов, характеризующих метасоматические процессы на хрусталеносных и золоторудных месторождениях Южного Урала видно, что на этих месторождениях осуществляются однотипные преобразования с формированием как хрусталеносной, так и золоторудной минерализации. Это еще раз подтверждает сопряженность их образования.

1.5 В действующем карьере Сафьяновского медноколчеданного месторождения в 2018 г. дорабатывалось тело пирит-халькопиритовых руд на горизонтах -5-(-15) м. Глубина карьера составила 220 м. Вмещающими породами являются кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты по риодацитам. Минеральный состав вмещающих пород: кварц, слюда, хлорит, каолинит, пирит. Акцессорные минералы: апатит, барит, гипс, гранат, циркон. В продолжение ранее начатых исследований была изучена U-Pb SHRIMP-II изотопная систематика циркона, выделенного из риолита, обнаженного в восточном борту карьера, гор. 100 м. В результате чего, по 17 кристаллам, были получены U-Pb данные, определившие на графике с конкордией

возраст 424.9 ± 2.0 (интервал 420.5-429.3) млн лет (Притчин и др., 2018), практически совпадающий, в пределах указанных погрешностей, с ранее полученным значением для циркона из андезита западного борта, гор. 100 м (Ронкин и др. 2016). В околорудных метасоматитах изученных горизонтов развиты карбонатные и карбонат-кварцевые жилы. Карбонаты представлены кальцитом, доломитом, сидеритом.

В рудовмещающую толщу месторождения входят вулканогенно-осадочные углеродисто-кремнистые образования, которые так же, как и известняки западного фланга рудного поля, относятся девонским морским фациям (Анфимов и др., 2015). Исследования показали, что собственно углеродисто-кремнистые образования принадлежат к мелководным прибрежно-морским фациям (Soroaka et al., 2018).

1.6 Изучение дайкового комплекса Воронцовского месторождения и его соотношения с золотым оруденением». Отв. исп. Азовскова О.Б.

Выделено три системы даек с азимутом падения: 1) 340° - 62° , 2) 90° - 190° и 3) 235° - 292° . Углы падения более 60° . На основании петрографических, петрохимических и микрозондовых исследований установлено: 1) преобладание даек основного состава, при отсутствии даек среднего состава; 2) наличие двух трендов – нормальной и повышенной щелочности (на TAS-диаграмме); 3) в дайках нормального ряда зафиксированы проявления калишпатового (кварц-калишпатового) метасоматоза с минеральной ассоциацией хлорит-кварц-КПШ-пирит (\pm галенит). Ранее участки калишпатизации были обнаружены в туфоалевролитах (Ровнушкин и др., 2011). Проявления калишпатизации уверенно диагностируются только посредством микроанализаторов (СЭМ, микрозонд) и свидетельствуют в пользу образования золотого оруденения в верхних эпитермальных частях крупной порфировой системы. Исследование карбонатов (кальцит и доломит) из жил на контактах даек с карбонатными породами и туфоалевролитами методом ЭПР показали, что по сигналам Mn^{2+} они различаются по ширине линий спектра. Облегченными значениями $\delta^{13}C$ соответствуют наиболее широкие линии спектра, характерные для кристаллов с высоко дефектными структурами, которые, вероятно, образовались из рудоносного флюида.

Заключение.

Проведенные исследования рудных ниобиевых минералов (группы пирохлора) редкометальных карбонатитовых месторождений Урала свидетельствуют о том, что они образовались в результате двухстадийного процесса рудообразования: 1) первая стадия рудообразования связана с кристаллизацией уранпирохлоров в силикокарбонатитах и ранних карбонатитах на конечных стадиях эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы; 2) вторая стадия рудообразования связана с более поздним метасоматическим событием, во время которого происходили масштабные процессы растворения и перекристаллизации рудных минералов одновременно с кристаллизацией нового поколения рудных минералов группы пирохлора.

Список использованных источников.

Зайцев А.Н., Вильямс Ч.Т., Уолл Ф., Золотарев А.А. Эволюция химического состава минералов группы пирохлора из фоскоритов и карбонатитов Хибинского щелочного массива // ЗВМО, 2011, Ч.СХХХХ, № 3. С. 40-55.

Когарко Л.Н., Сорохтина Н.В., Зайцев В.А., Сенин В.Г. (2009) Редкометалльная минерализация кальцитовых карбонатитов архипелага Капа Верде. *Геохимия*, 6, 463-581.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Вализер П.М., и др. (2010) Цирконология кальцитовых карбонатитов Вишневогорского Массива (Южный Урал). *Доклады РАН*, 431(3), 1-4.

Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., и др. (2015) Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь). *Геология и геофизика*, т. 56, № 6. С. 1080-1115.

Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В. (2012) Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Ю. Урал): изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf данные. *Доклады АН*, 446(1), 71-76.

Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Беляцкий Б.В. (2014) U-Pb возраст и Lu-Hf изотопные системы цирконов Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса, Южный Урал. *Литосфера*. №5. 19-32.

Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В., и др. (2017) Особенности эволюции состава минералов группы пирохлора в карбонатитах Белозиминского массива (Восточный Саян). *Записки ВМО*, № 1. С. 84-105.

Ярошевский А.А., Багдасаров Ю.А. Геохимическое разнообразие минералов группы пирохлора // *Геохимия*, 2008. № 12, С. 1322-1345.

Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., et al. (2010) The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature. *The Canadian Mineralogist*, 48, 673-698.

Chakhmouradian A.R. Williams C.T. (2004) Mineralogy of high field strength elements (Ti, Nb, Zr, Ta, Hf) in phoscorite and carbonatitic rocks of the Kola Peninsula, Russia. *Phoscorites and Carbonatites from mantle to mine: the key Example of the Kola Alkaline Province*. 293-340.

Hofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219-229.

Hogarth, D.D. (1977) Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *American Mineralogist*, 62, 403-410.

Kramm, U., Chernyshev, I.V., Grauert, B., et al. 1993. Zircon typology and U-Pb systematics: a case study of zircons from nefeline syenite of the Il'meny Mountains, Urals. *Petrology*, 1(5), 536-549.

Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V., et al. (2013) Origin and evolution of the Il'meny-Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-elements compositions, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf isotope data. *Mineralogy and Petrology*. V.107. P. 101-123.

Wall F. and Zaitsev A.N. (2004) *Phoscorites and Carbonatites from mantle to mine: the key Example of the Kola Alkaline Province*, London, 498 p.

Информационная справка о состоянии минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых: Уральский федеральный округ. ФГБУ «ВИМС», 2018.

Приложение А. Список работ, опубликованных и подготовленных в ходе выполнения НИР.

Недосекова И.Л., академик РАН Коротеев В.А., Баянова Т.Б., Беляцкий Б.В. (2018) Источники рудного вещества карбонатитовых комплексов Уральской складчатой области (по данным Rb-Sr и Sm-Nd изотопии). *Доклады АН*, 480(5). 578-582. *English: Nedosekova I. L., Koroteev V.A., Bayanova T.B., and Belyatsky B. V. Sources of Ore Substance of Carbonatite Complexes of the Ural Fold Belt: Rb-Sr and Sm-Nd Isotope Data. Doklady Earth Sciences*. 2018. 480(2). 773-777.

Огородников В. Н., Савичев А. Н., Поленов Ю. А. Геолого-структурное положение кварцево-жильных образований Уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса (Южный Урал) как результат полихронного и полигенного генезиса. *Литосфера*. 2018. 1. 99-110.

Огородников В.Н., Поленов Ю. А., Савичев В. Н. (2018) Особо чистый кварц Уфалейского кварценосного района (Южный Урал). *Известия УГГУ*, 1(49), 23-32.

DOI 10.21440/2307-2091-2018-1-23-32

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев В.Н., Бабенко В.В. (2018) Особо чистый жильный кварц – минеральное сырье полихронного и полигенного генезиса. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, 1, 88-98. DOI 10.20403/2078-0575-2018-1-88-98

Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Савичев В.Н. (2018) Жильный кварц Пугачевского типа. *Горно-геологический журнал*, 1(53). 20-25. DOI 10.21440/2307-2091-2018-1-23-32

Soroka E., Leonova L., Pritchkin M., Maidl T. (2018) Fossil Algae as Indicators of the Depositional Environment. *Filodiritto Editore – Proceedings*. 321-325.

Сорока Е.И., Притчин М.Е., Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Лютоев В.П., Смолева И.В. (2018) Физико-химические исследования жильных карбонатов Воронцовского золоторудного месторождения. *Вестник Пермского университета*, 17(1). 41-51.

Малюгин А.А., Халилова А.Ф., Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю. (2018) Особенности самородного золота Гумешевского месторождения: морфология, состав, зональность распределения. *Известия УГГУ*, 3(51). 65-72. DOI 10.21440/2307-2091-2018-3-65-72

Приложение Б. Финансовый отчет.

Отчет о научно-исследовательской работе (промежуточный): Научные основы наращивания минерально-сырьевой базы Урала по благородным, цветным и редким металлам (промежуточный).

Институт геологии и геохимии УрО РАН.

Научный руководитель: д.г.-м.н. А.Ю. Кисин

Объем финансирования в 2018 г. 615,8 тыс. р.