

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ИМ. АКАДЕМИКА А.Н.ЗАВАРИЦКОГО  
УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
(ИГГ УрО РАН)

УДК 551.24+553.2(470.5  
Рег. N НИОКТР АААА-А18-118052590028-9  
Рег. N ИКРБС

УТВЕРЖДАЮ  
И.о. директора ИГГ УрО РАН  
кандидат геол.-мин. наук

\_\_\_\_\_ Е.В. Аникина  
" 30 " января 2019 г.

ОТЧЕТ  
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

КОЛЛИЗИОННЫЕ И ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ  
ВНУТРИПЛИТНЫХ МОБИЛЬНЫХ ПОЯСОВ  
(промежуточный)

0393-2016-0024

Руководитель НИР,  
*Заведующий лабораторией,*  
*Доктор геолого-минералогических наук*

\_\_\_\_\_ А.Ю. Кисин  
подпись, дата

Екатеринбург 2019

## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель НИР, зав. лабораторией, д.г.-м.н.	_____	А.Ю. Кисин (введение, заключение, общая редакция)
	подпись, дата	
Гл. науч. сотр., д.г.-м.н.	_____	В.В. Мурзин (раздел 1.1, 1.2, заключение)
	подпись, дата	
Гл. науч. сотр., д.г.-м.н., доц.	_____	В.Н. Огородников (раздел 4)
	подпись, дата	
Вед. науч. сотр., к.г.-м.н.	_____	И.Л. Недосекова (раздел 2.1)
	подпись, дата	
Вед. науч. сотр., к.г.-м.н.	_____	И.С. Чащухин (раздел 3.1)
	подпись, дата	
Ст. науч. сотр., к.г.-м.н.	_____	А.В. Алексеев (раздел 3.2)
	подпись, дата	
Ст. науч. сотр., к.г.-м.н.	_____	О.Б. Азовскова (раздел 1.3)
	подпись, дата	
Ст. науч. сотр., к.г.-м.н.	_____	Е.И. Сорока (раздел 2.2)
	подпись, дата	
Ст. науч. сотр., к.г.-м.н.	_____	М.Ю. Ровнушкин (раздел 1.3)
	подпись, дата	
Рук. группы, к.г.-м.н.	_____	Ю.К. Иванов (раздел 5)
	подпись, дата	
Ст. науч. сотр., к.г.-м.н.	_____	В.Ф. Рябинин (раздел 5)
	подпись, дата	
Ст. науч. сотр., к.г.-м.н.	_____	А.Л. Котельникова (раздел 5)
	подпись, дата	
Мл. науч. сотр.	_____	Д.А. Замятина (раздел 1.2)
	подпись, дата	
Нормоконтроль РЕФЕРАТ	_____	Т.А. Осипова

Отчет 61 с, 1 кн., 22 рис., 11 табл., 61 источн., 1 прил.

## ГЕОТЕКТОНИКА, МИНЕРАЛОГИЯ, ИЗОТОПИЯ, КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ, ЗОЛОТО, РЕДКИЕ ЗЕМЛИ, ХРОМИТЫ, КАРБОНАТИТЫ, ГЕОЭКОЛОГИЯ, УРАЛ

Объектом исследований послужили рудообразующие процессы внутриплитных мобильных поясов, на примере Урала. Наиболее крупные структурно-вещественные преобразования здесь имели место на этапе позднепалеозойской коллизии и постколлизионной релаксации. Именно на этом этапе проявились основные рудомобилизующие и рудолокализирующие процессы, обеспечившие рудный потенциал Урала. Исследовались месторождения золота «Золотая гора», Тамуньерское, золотоносные аргиллиты Михеевского, Томинского, Гумешевского, нерудная минерализация Сафьяновского Zn-Cu сульфидного месторождения, редкоземельные карбонатиты, хромитовые месторождения.

Цель исследований: установить время и условия образования месторождений, выявить роль коллизионных и постколлизионных процессов в формировании и преобразовании рудных и нерудных месторождений.

При исследованиях использованы традиционные, хорошо зарекомендовавшие себя методы, а также современные прецизионные аналитические методы. Лабораторные исследования проведены преимущественно в ЦКЛ «Геоаналитик» в ИГГ УрО РАН.

Полученные результаты новые или подтверждающие ранее установленные факты.

Разработаны геотектоническая и флюидная модели формирования золотого оруденения в хлорит-карбонатных породах Карабашского гипербазитового массива на Ю. Урале, а также генетическая модель формирования Тамуньерского месторождения золота – типового для Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса Тагильской мегазоны. На месторождении выделены участки для постановки поисковых работ. Уточнен вещественный состав золотоносных аргиллизитов Михеевского и Гумешевского месторождений, изучены морфология, состав благородных металлов, выявлены новые сопутствующие минеральные фазы. Результаты исследований позволяют предполагать связь благороднометальной минерализации не только с порфировым, но и с эпитермальным процессом.

Зональность распределения карбонатов в околорудных породах Сафьяновского месторождения соответствует зональности уральского типа, отмеченной на некоторых колчеданных месторождениях Южного Урала, в околорудной части карбонаты

представлены более железистыми разностями, а в центральной части рудопроводящего канала встречается флюорит (уральский тип). Особенностью Сафьяновского месторождения является присутствие нескольких разновидностей карбонатов в околорудных породах, что может свидетельствовать о нестабильных условиях кристаллизации в процессе гидротермальной активности. Обнаруженная структура сафьяновского флюорита может указывать на близповерхностные условия его образования, а его возраст соответствует постколлизийному этапу уральской складчатой системы.

Исследования Sm-Nd- и Rb-Sr изотопных составов рудных ниобиевых минералов группы пироклора ильмено-вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса (ИВК) свидетельствуют о едином источнике вещества пород 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)-оксикальциопироклор, севит I, Потанинское месторождение). При этом источник вещества по составу соответствует умеренно деплетированному мантийному источнику. Эти данные в совокупности с результатами датирования подтверждают, что процессы карбонатитообразования и редкометалльного рудообразования происходили на раннем этапе становления ИВК и связаны с функционированием щелочно-карбонатитовой магматической системы.

Пироклоры ИВК поздней карбонатитовой стадии (Sr-REE-фторкальциопироклоры) показывают более широкие вариации начальных изотопных составов Nd и Sr ( $\epsilon\text{Nd}_{425} = -1.54...+4.69$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{425} = 0.70340-0.70459$ , севит II, Вишневогорское и Потанинское мест-я), что может быть связано с многостадийностью процессов рудообразования и поступлением новых порций расплавов-флюидов и рудообразующего вещества на заключительных этапах формирования Nb-месторождений, а также с процессами перекристаллизации рудных минералов и пород на коллизийном этапе становления ИВК.

В строении мантийных ультрамафитов складчатых областей принимают участие три генетических типа дунитов: 1) продукты частичного плавления мантийного пиролита, 2) продукты синкинематической метаморфической дифференциации гарцбургитов, 3) продукты реакции габброидов с гарцбургитами. Приуроченность первых к орогенным ультрамафитам, остальных – к офиолитам свидетельствуют о разной геодинамической обстановке формирования дунитов и связанных с ними хромитовых концентраций: уникальные месторождения высокохромистых руд залегают в орогенных ультрамафитах, многочисленные мелкие рудопроявления среднехромистых руд – в офиолитах.

Изучен состав хромитовых руд северной и южной частей Алапаевского массива. Хромиты южной части имеют высокохромистый состав и тенденцию к увеличению железистости, а северной части – среднехромистый состав с тенденцией к увеличению

хромистости. Руды северной части формировались раньше при температурах 1200-1250°C, южной – при 950-1000 °C.

Исследования по теме вносят существенный вклад в теорию рудообразования, а также имеют практическое приложение при прогнозно-поисковых работах. Экономическая эффективность работы не определялась.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	7
Основные результаты исследований.....	9
1 Золотоносные рудообразующие системы Урала .....	9
1.1 Золотое оруденение в офиолитовых гипербазитах.....	9
1.2 Оруденение золото-сульфидного формационного типа .....	12
1.3. Золотоносные аргиллизиты.....	18
2. Изотопные исследования .....	21
2.1 Изотопные исследования ильмено-вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса .....	21
2.2 Изотопные исследования нерудных минералов Сафьяновского месторождения.....	25
3. Проблемы генезиса месторождений хромитовых руд.....	27
3.1 Дуниты, частичное плавление, пиролиз, реститы, подконтинентальные ультрамафиты, офиолиты.....	27
3.2 Особенности хромитоносности Алапаевского массива.....	33
3.3 Оценка РТ условий становления и последующего метаморфизма хромитовых руд Алапаевского массива.....	37
4 Генетическая типизация жильного кварца Уфалейского кварценосного района.....	42
5 Геоэкология и гидрогеология .....	44
5.1 Переработка медеплавильных шлаков.....	44
5.2 Условия формирования техногенного режима подземных вод.....	46
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	51
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	53
Приложение А.....	58

## ВВЕДЕНИЕ

В земной коре сосредоточены все минеральные ресурсы, используемые человечеством на протяжении всей истории. Земная кора – самая тонкая, внешняя оболочка твердой Земли. Она же и самая анизотропная, благодаря чему в ней возникают промышленные скопления тех или иных полезных ископаемых, именуемых месторождениями. К настоящему времени крупные и особо крупные месторождения залегающие вблизи дневной поверхности континентов уже выявлены и, в большинстве случаев отработаны. Перед геологами стоит крайне сложная задача поисков скрытых и более мелких месторождений, залегающих на глубинах доступных для рентабельной отработки. Затраты на поиски и разведку таких месторождений весьма велики, что требует совершенствования прогнозно-поисковых методов, с привлечением фундаментальных научных исследований.

Геодинамические режимы обладают различными способностями структурно-вещественных преобразований земной коры и рудообразования. Проектом объектами для исследований приняты только внутриплитные коллизионно-складчатые пояса, типа Урала, известного своим огромным рудным потенциалом. Геологическая предыстория территории длительная и сложная. Как коллизионно-складчатый пояс - Урал сформировался в позднем палеозое: D<sub>3</sub>-C<sub>2</sub> – прогрессивный (коллизионный) этап, P<sub>1</sub> – ранний Mz – регрессивный (постколлизионный) этап. Именно к этому периоду относится время образования большинства рудных и нерудных месторождений Урала. Для структурно-вещественных преобразований и рудообразования необходима энергия. Источники энергии для геологических процессов могут быть различными, в зависимости от существующих геодинамических режимов. В условиях горизонтального растяжения - приток тепловой энергии в систему обычно связывается с глубинными, мантийными источниками (справедливо и обратное утверждение: приток глубинной тепловой энергии в систему вызывает горизонтальное растяжение). В условиях горизонтального сжатия логично связать поступление энергии с тектоническими силами. Судя по масштабам ряда коллизионно-складчатых областей, здесь могут быть задействованы колоссальные запасы энергии, способные радикально преобразовать земную кору и сформировать месторождения многих полезных ископаемых. Но для этого нужен эффективный механизм, поскольку простое расплющивание при одноосном сжатии желаемого результата не даст.

Для успешного решения поставленных задач необходимо определиться с толщиной деформируемого объема, т.е. деформациям подвергается вся литосфера или только кора?

Если взять для примера почти любую горно-складчатую область (Урал, Аппалачи, Альпийско-Гималайский пояс и др.) мы видим, что реальные геологические структуры (антиклинории и синклинории) имеют ширину 20-40 км, редко более. Эти масштабы не сопоставимы с толщиной литосферы (около 200 км) и могут быть обеспечены только деформациями коры относительно небольшой мощности. Все эти геологические структуры линейные, подчиняющиеся общему простиранию горной системы, что указывает на одноосное горизонтальное сжатие. Большинство горно-складчатых систем асимметричны: предгорный прогиб, горы, плато. И, как показывают геофизические исследования, утолщение испытывает земная кора (имеется «корень гор»).

Таким образом, структурно-вещественные преобразования коры при одноосном горизонтальном сжатии обусловлены тектоническими силами, локализованными в самой коре. Асимметрия горно-складчатых областей лучше всего объясняется горизонтальными движениями деформируемой коры, относительно верхней мантии. Это хорошо укладывается в концепцию реологически и тектонически расслоенной литосферы, разработанной в ГИН РАН. Согласно этой концепции, земная кора способна проскальзывать по границе Мохо и другим внутрикоровым границам.

Распределение тектонической энергии в земной коре контролируется крупными структурами. Следовательно, они в состоянии контролировать и различные геологические процессы, включая метаморфизм, магматизм и рудообразование. Для прогноза и поисков эндогенных месторождений любых полезных ископаемых (МПИ) важно рассмотрение процесса рудообразования в комплексе со всеми другими геологическими процессами, включая структурирование коры, с которыми они имеют генетические и парагенетические связи. Только в этом случае можно рассчитывать на ожидаемый успех. Все это учтено в модели блоковой складчатости земной коры.

## ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### 1 - Золотоносные рудообразующие системы Урала

#### 1.1 - Золотое оруденение в офиолитовых гипербазитах

Основная цель исследований по проекту - оценить роль метаморфизма и метасоматоза вещества базит-гипербазитовых пород в генерации рудоносных золотосодержащих флюидов, разработать генетические модели формирования золотого оруденения различных типов.

Задачи исследований по проекту -

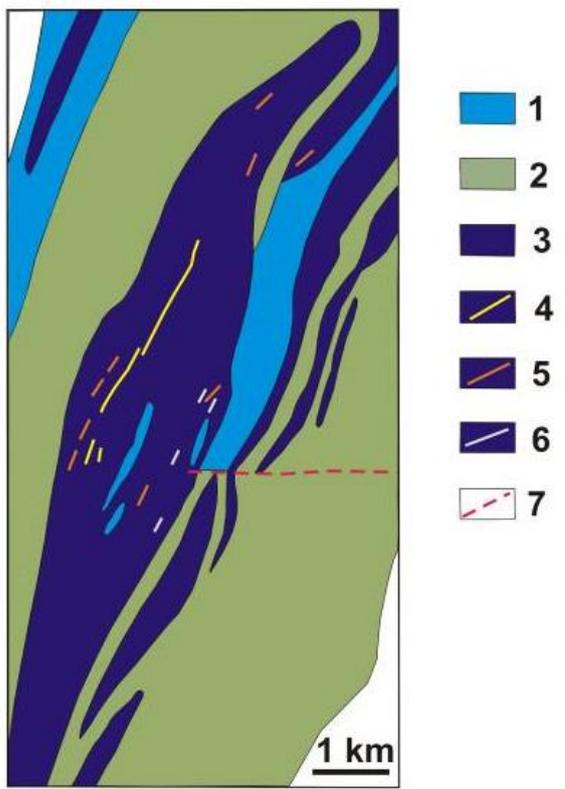
- выявить минеральный состав метагипербазитовых пород и руд,
- выявить особенности химического состава пород и слагающих их минералов, определить последовательность и стадийность их отложения,
- установить физико-химических условий отложения минеральных парагенезисов,
- определить изотопные соотношения (C, O, D, S, Sr) в минералах и равновесном с ними флюиде и выявлении основных резервуаров - источников флюидов,
- разработать генетические модели формирования золотого оруденения различных типов.

В 2018 году завершено исследование весьма специфического золото-редкометалльно-редкоземельного оруденения в хлорит-карбонатных метасоматитах Карабашского массива на Южном Урале. В результате него разработаны геотектоническая и флюидная модели формирования оруденения этого типа. Предполагается, что на базе этих моделей в рамках проекта РФФИ будет разработана термодинамическая модель, включая получение таких характеристик, как формы переноса металлов в рудообразующем флюиде, кислотно-основные и окислительно-восстановительные условия их отложения и других.

Методы и подходы, использованные в ходе выполнения исследований - Основной подход к решению проблемы – комплексное минералого-геохимическое исследование руд и околорудных метасоматитов, учитывающее их геологическое положение и возрастной уровень формирования, а также полученные ранее данные о РТ-условиях формирования, изотопном составе и источниках рудоносного флюида и рудного вещества [6, 9].

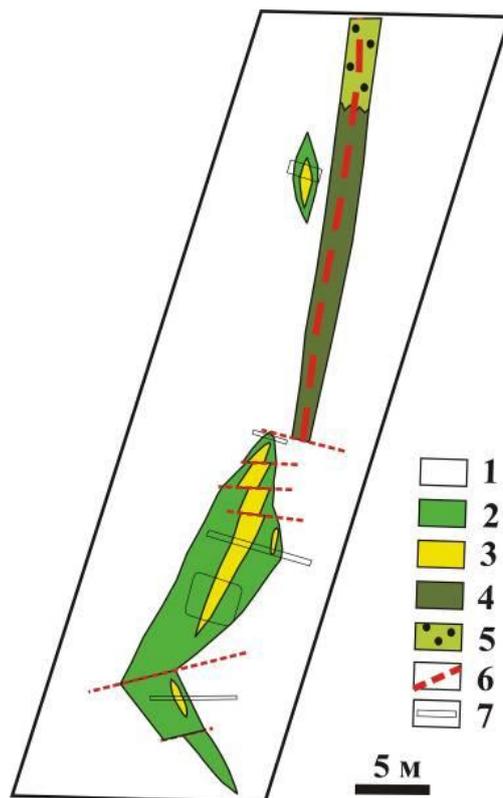
Краткая характеристика объекта исследований - Карабашский массив субмеридионального простирания и локализован в зоне Главного Уральского разлома, разделяющего палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы Урала. Он сложен антигоритовыми и, в меньшей степени, хризотилowymi и лизардитовыми

серпентинитами. В массиве известны гидротермально-метасоматические породы (родингиты, листвениты, магнетит-хлорит-карбонатные, кварц-рибекитовые). Эти породы пространственно разобщены, но имеют сходную геологическую позицию, локализуясь в зонах тектонического меланжа или на контактах массива (рисунок 1). Магнетит-хлорит-карбонатные породы локализованы в хлоритолитах, приуроченных к зонам расщепления антигоритовых серпентинитов. Протяженность зон расщепленных серпентинитов - до нескольких сотен метров, а мощность - до первых десятков метров. Линзообразные тела существенно карбонатного состава имеют самые различные размеры - от первых сантиметров до первых метров. Наиболее крупное из них протяженностью около 20 м и мощностью до 2 м сложено доломитом, хлоритом и магнетитом и разбито серией поперечных нарушений, по которым наблюдается смещение его контактов на расстояние до 1 м (рисунок 2). Акцессорные минералы хлоритолитов и магнетит-хлорит-карбонатных пород - апатит, самородное медьсодержащее золото, анкилит, монацит, алланит-Се, эшинит-(Y), циркон, бадделеит, торианит, уранинит и др.



1 – кремнистые и кварц-серицитовые сланцы, метавулканиды  $O_2$ , 2 – андезиты, базальты, кварц-серицитовые сланцы  $D_{2-3}$ , 3 – серпентиниты, 4 – родингитовые жилы, 5 – карбонат-хлоритовые жилы, 6 – рибекитовые породы, 7 – разломы.

Рисунок 1 - Схематическая геологическая карта района Карабашского массива (по Г.Г. Кораблеву и др.)



1- серпентинит антигоритовый; 2 – хлоритолит; 3 - линзы магнетит-хлорит-карбонатных пород; 4 - серпентинит карбонатизированный; 5 - серпентинит с рассеянной карбонатной минерализацией; 6 - тектонические нарушения; 7 – горные выработки.

Рисунок 2 - Геологическое строение тела магнетит-хлорит-карбонатных пород

Результаты исследований - Разработаны геотектоническая и флюидная модели формирования золотоносных магнетит-хлорит-карбонатных пород в Карабашском массиве гипербазитов (Южный Урал) (рисунок 3).

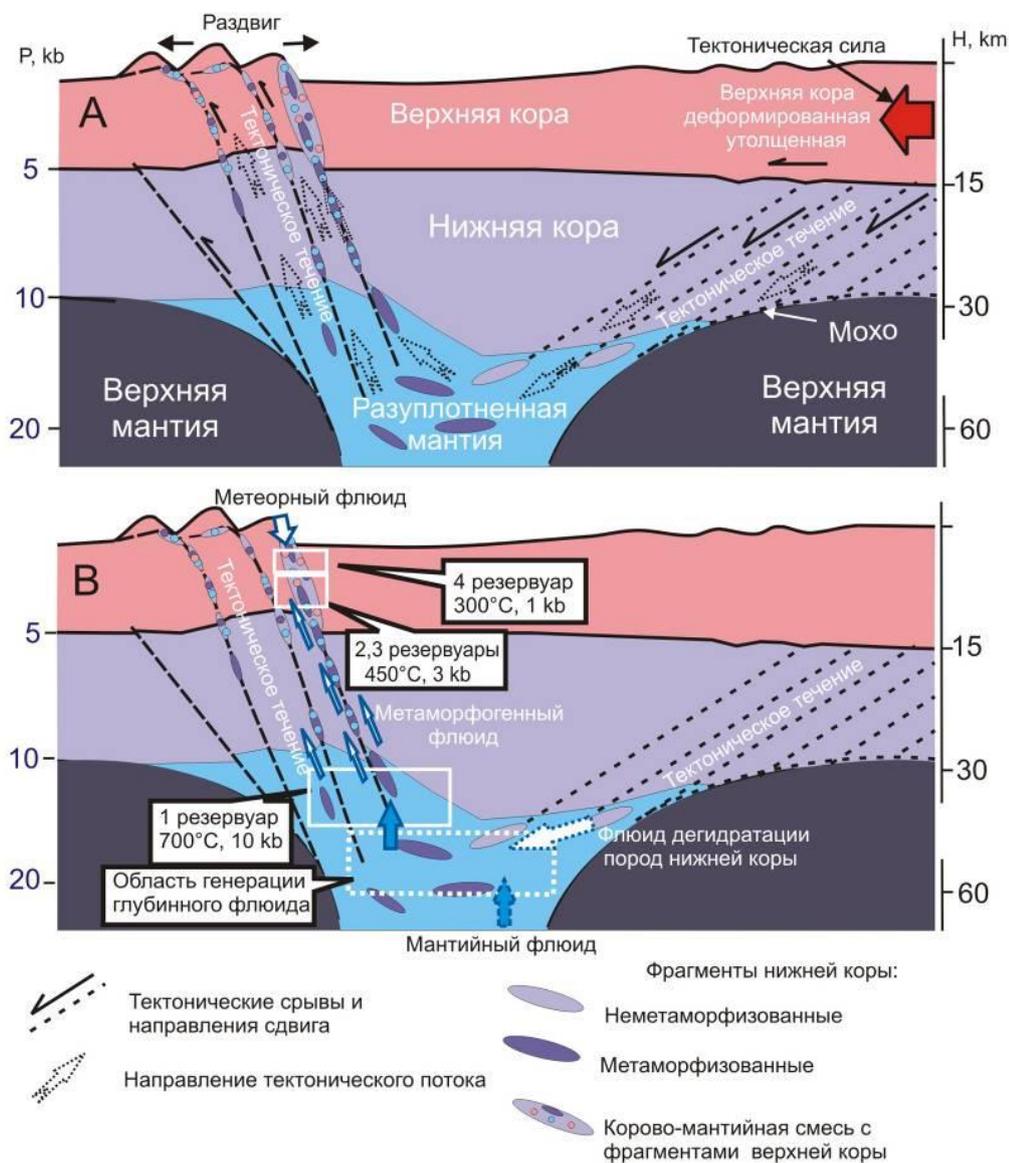


Рисунок 3 - Геодинамическая (А) и флюидная (В) модели формирования золото-редкометалльно-редкоземельного оруденения в хлорит-карбонатных метасоматитах Карабашского массива на Южном Урале

Отправной точкой данного исследования явилось развитие представлений об условиях формирования магнетит-хлорит-карбонатных пород в рамках геотектонической модели становления Карабашского массива, основанной на результатах изучения малых структурных форм, тел вращения, интерпретации сейсмического профиля УРСЕЙС-95, а также дешифрирования космоснимков [6].

Разработанная нами геотектоническая модель [12] предполагает следующую последовательность процессов: (1) деформация и утолщение верхней коры при коллизии, пластические деформации и тектоническое течение в нижней коре; (2) нагнетание нижней коры в зону разуплотнения верхней мантии, метаморфизм повышенных P-T условиях, реакции дегидратации; (3) формирование корово-мантийной смеси и восходящего тектонического потока, декомпрессия, разуплотнение, перемешивание в нижней неметаморфизованной корой; (4) внедрение восходящего тектонического потока в верхнюю кору, обогащение ксеногенным материалом, возникновение трещин растяжения на поверхности коры и проникновение метеорной воды на ее глубокие горизонты. Флюидная 4-х резервуарная модель формирования месторождения (см. рисунок 1,В) предполагает участие хлоридно-натриевых углекислотных флюидов, извлекающих рудные компоненты (Au, Ag, Cu) из глубокозалегающих пород и характеризующихся кларковыми содержаниями рудных элементов. Источником петрогенных и рудных компонентов рассматриваются породы, глубинный магматогенный флюид, возможно, в смеси с метаморфогенным, выделяющимся при дегидратации пород нижней коры, а также метеорная вода. Золотоносные породы образуются по механизму гидротермального выполнения свободного пространства, а примыкающие к ним хлоритолиты - по механизму метасоматоза серпентинитов.

**Сопоставление результатов с мировым уровнем** - Объект исследований, представленный золото-редкометалльно-редкоземельными магнетит-карбонатными породами среди хлоритолитов в массивах офиолитовых гипербазитов, является уникальным образованием и за пределами России пока не известен. Изучение его, направленное на создание модельных представлений о его формировании имеет важное теоретическое значение, вызывающее интерес исследователей, в том числе и зарубежных.

**Внедрение результатов исследований** - Полученные результаты позволяют прогнозировать наличие месторождений золота в нетрадиционной геологической обстановке в массивах офиолитовых гипербазитов.

## **1.2 Оруденение золото-сульфидного формационного типа**

В 2018 году завершено создание модельных представлений о формировании вкрапленного золото-полиметалл-сульфидного оруденения Тамуньерского месторождения на Северном Урале - ресурсной базы ЗАО "Золото Северного Урала". Это месторождение является типовым объектом тамуньерского литолого-стратиграфического уровня (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>) Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса в восточном борту Тагильской мегазоны.

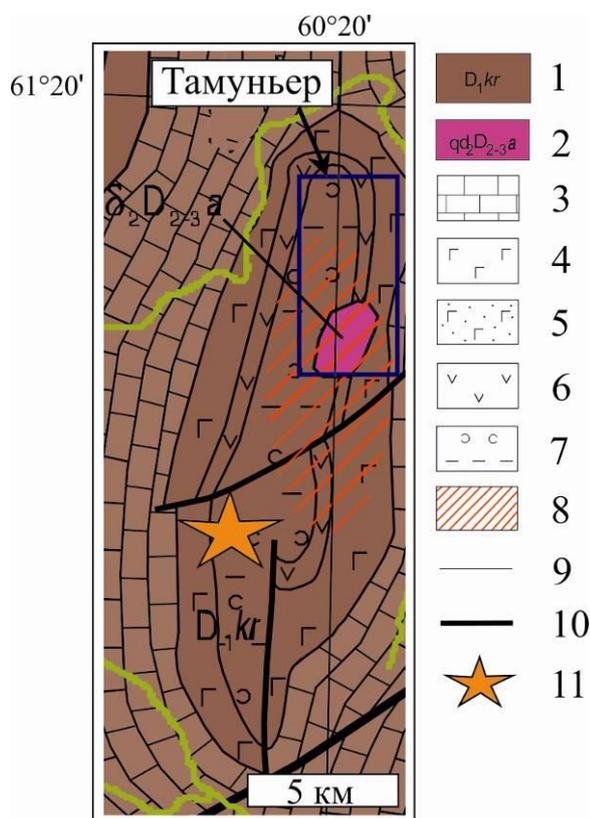
Краткая характеристика объекта исследований - Тамуньерское месторождение располагается в восточном борту Тагильской мегазоны в пределах Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса, протягивающегося на 2 тыс. км от Северного до Полярного Урала. Пояс сложен островодужными позднесилурийско-девонскими андезитовидными вулканогенно-осадочными, вулканогенными и комагматическими и интрузивными формациями, с которыми генетически связаны Fe-Cu-скарновые и золоторудные месторождения [10]. По современным представлениям этот пояс сформировался в режиме активной континентальной окраины в результате столкновения Тагильской островной дуги с Восточно-Уральским микроконтинентом [11].

В строении месторождения доминируют раннедевонские вулканогенно-осадочные образования краснотурьинской свиты (*D<sub>1kr</sub>*) (рисунок 1). Месторождение расположено в центральной части антиклинальной тамуньерской структуры и приурочено к полю метасоматитов по вулканогенным, туфогенно-осадочным породам, а также кислым субвулканитам. Туфогенно-осадочные породы, представленные слоистой пачкой туфопесчаников, туфогравелитов, туфоконгломератов, туфоалевролитов андезидацитового состава, в районе рудопроявления залегают почти горизонтально с уклоном 15–20° на восток. Субвулканитические тела имеют риолитовый, риодацитовый, дацитовый и андезитовый состав. Породы расланцованы под углом 75–80° к горизонту [14].

Вулканогенно-осадочные породы на Тамуньерском месторождении содержат гидротермальную прожилково-вкрапленную полисульфидную минерализацию. Оруденение приурочено к субмеридиональным крутопадающим зонам метасоматически измененных пород, прослеженных по простиранию на 3 км и на глубину до 350–400 м, обычно совпадающих с ориентировкой расланцевания вмещающих пород.

Из магматических образований на месторождении известны небольшие субвулканитические тела порфировых дацитов. По результатам интерпретации геофизических данных (сейсмо- и гравиразведка) в северной части Тамуньерской структуры на глубинах порядка 1 км предполагается наличие мощных интрузий. Кроме того, при поисковых работах одна из скважин в пределах месторождения подсекла порфировидные кварцевые диориты на глубине 280 м. Предполагается, что они являются апофизом более глубоко залегающего интрузива относимого к ауэрбаховскому комплексу [14].

В 2018 году исследование базировалось на выполненном ранее минералого-геохимическом, термобарогеохимическом и изотопно-геохимическом изучении руд и



1 – краснотурьинская свита – базальты, трахибазальты, андезиты, андезидациты, их туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, туффиты, известняки (до 2600 м); 2 – ауэрбаховский комплекс габбродиорит-гранитовый, вторая фаза – кварцевые диориты; 3 – известняки; 4 – базальты, преимущественно лавы; 5 – Базальты, андезиты и их туфы; 6 – порфириды андезито-дацитовые и их туфы; 7 – туфы базальтового и андезитового состава, песчаники, известково-глинистые сланцы, туффиты; 8 – метасоматически измененные породы; 9 – геологические границы; 10 – разрывные нарушения; 11 – палеовулканический центр.

Рисунок 4 - Положение Тамун'ьерского месторождения в Тамун'ьерской брахиантиклинали по [7, 8]

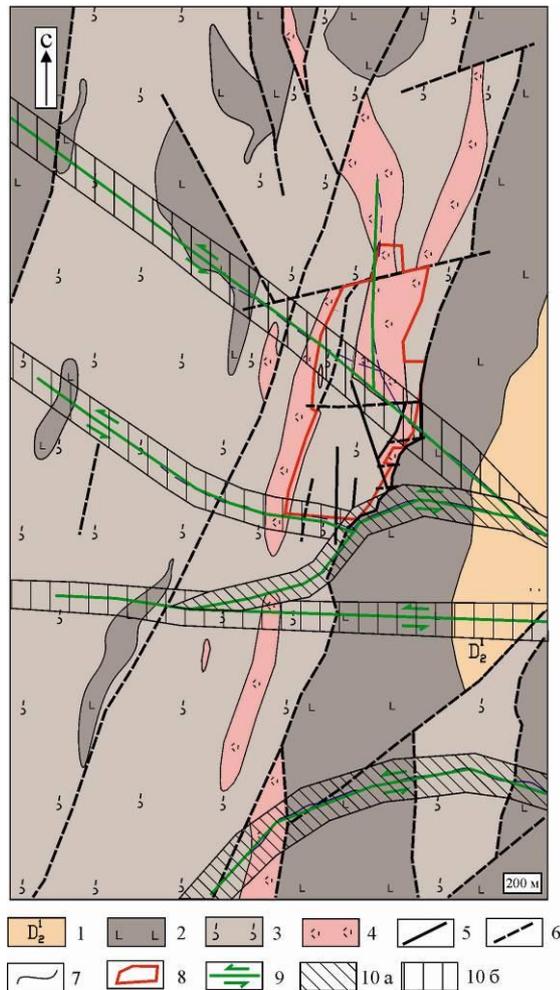
околорудных метасоматитов березит-лиственитового типа этого месторождения [1-4]. В результате предыдущих исследований было установлено, что золото-полиметаллическое оруденение сформировалось в температурном диапазоне 100-370°C. Состав флюида описывается солевой системой  $NaCl \pm (CaCl, MgCl)$ . Газовая компонента флюида представлена  $CO_2$  и небольшим количеством  $CH_4$ . При понижении температуры соленость флюида понижалась от умеренно-соленой к низко-соленой (от 8.7 до 3.6 мас.% экв. NaCl). Изначально хлоридно-натриевый флюид при остывании становился гидрокарбонатным. Изотопно-геохимическим исследованием установлено участие в рудообразовании двух основных резервуаров вещества – породного (морские карбонаты и биогенный пирит вмещающих вулканогенно-осадочных толщ) и флюидного (металлоносные магматогенные, а также метаморфогенные флюиды, связанные внедрением интрузивных масс).

В 2018 году была выявлена структурная позиция Тамуньерского месторождения по данным дешифрирования космоснимков, а также и построена генетическая модель его формирования.

**Методы и подходы, использованные в ходе выполнения исследований** - Основной подход к решению проблемы – комплексное минералого-геохимическое исследование руд и околорудных метасоматитов с использованием современных методов изучения газовой-жидких включений (термокриометрия на термокриостатике THMS-600, «Linkam») и рамановской спектроскопии (Horiab LabRAM HR800 Evolution), выполненных в ЦКП "Геоаналитик" в ИГГ УрО РАН. Изотопные анализы (изотопы С, О, S, Sr, Pb) выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 (Германия) и в ЦКП "Геоаналитик" (многоколлекторного масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой Neptune Plus). Площадь Тамуньерского месторождения изучалась с помощью ресурсов сайта Google Earth.

**Результаты исследований** - Определена структурная позиция месторождения по данным дешифрирования космоснимков. На площади месторождения русла рек и ручьев представляют собой субпараллельные S-образные линеаменты, которые сочленяются с протяженными прямолинейными линеаменами (рисунок 5). Принимая во внимание то, что к разрывным нарушениям обычно приурочены гидротермальные изменения и линейные коры выветривания, можно предполагать, что данные линеаменты обусловлены тектоническими нарушениями. Описываемый рисунок линеаментной сети идентичен дуплексам растяжения - сдвиговым структурам линзовидно-ромбовидной в плане формы, ограниченным двумя субпараллельными сдвигами и диагональными к ним дополнительными разрывами [5, 13]. В геологическом плане зоны разрывов-дуплексов частично попадают на участки рудных залежей. В аллювиальных отложениях по этим речкам известно несколько отработывавшихся старателями четвертичных россыпей золота, приуроченных к восточному склону тамуньерской брахиантиклинали.

Представлена модель формирования Тамуньерского месторождения. В настоящее время высказаны представления о гидротермально-осадочном генезисе изученного месторождения и его принадлежности к семейству колчеданных [10]. Основанием для такого заключения послужило пространственное совмещение ореола золота с участками послонной стратиформной сульфидизации, а также взрывных брекчий, ассоциирующих с субвулканическими телами дацитовых порфириров. В тоже время, в данном исследовании нами выявлены признаки, позволяющие высказать также точку зрения о магматогенно-гидротермальном генезисе золотого оруденения на



1 – известняки котлийской толщи ( $D_{1-2k}$ ); 2 – породы верхней подтолщи тамуньерской свиты ( $D_{1t2}$ ): лавы, лавобрекчии базальтов; 3, 4 – породы нижней подтолщи тамуньерской свиты ( $D_{1t1}$ ): 3 – вулканогенно-осадочная пачка с флишоидным строением, представленная туфами, туфогенно-осадочными и осадочными породами, 4 – субвулканические образования – дацит-порфиры; 5 – тектонические нарушения; 6 – предполагаемые тектонические нарушения; 7 – геологические границы; 8 – рудные залежи; 9 – разломы, образующие дуплексы. 10 – перспективные области для разведочных работ: а – более перспективные; б – менее перспективные.

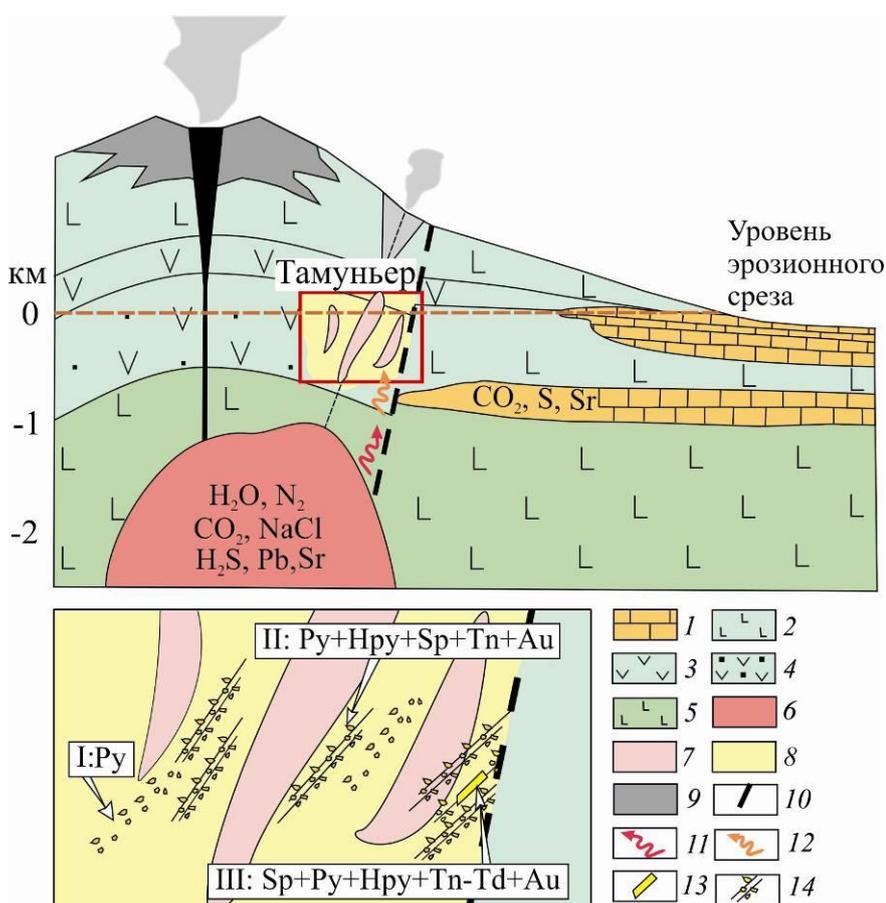
Рисунок 5 - Дуплексы растяжения, выявленные по результатам дешифрирования космоснимков и перспективные участки на геологической карте Тамуньерского месторождения

месторождении, возможно, при частичном вовлечении в процесс гидротермально-осадочных сульфидов. К этим признакам относится, прежде всего, приуроченность богатых руд к линейным тектонически ослабленным зонам и березит-лиственитовый тип сорудных метасоматитов, которые не характерны для руд колчеданного семейства.

Изучение стабильных изотопов (C, O, Sr, Pb, S) [4] нами установлено, что рудоносный флюид сформирован при взаимодействии и изотопном уравнивании глубинного магматогенного флюида с карбонатами морского происхождения (вода/порода  $\sim 1$ ) и вовлечении серы вулканогенно-осадочных пород. Соотношения

изотопов свинца и отношение  $Y/No$  в рудах и метасоматитах Тамуньерского месторождения указывают на верхнемантийный магматический источник

Разработанная нами модель формирования Тамуньерского месторождения приведена на рисунке 6. Согласно этой модели в раннем девоне проявляется активный вулканизм с накоплением отложений андезито-базальтовой формации, в последствии пропилитизированных. Затем произошло внедрение в вулканогенно-осадочную толщу интрузии Ауэрбаховского комплекса. Из расположенного на глубине магматического очага отделился хлоридно-натриевый флюид, несущий основную массу компонентов ( $Fe$ ,  $Cu$ ,  $Au$ ,  $S$ ,  $Sr$ ,  $Pb$ ). Этот флюид взаимодействовал с вулканогенно-осадочными породами, в том числе с морскими карбонатными, извлекая из них дополнительно петрогенные и рудные компоненты (в том числе  $CO_2$ ,  $S$ ,  $Sr$ , возможно и  $Au$ ), и проникал в



1 – известняки ( $D_2$ ); 2 – порфириты базальтовые и их туфы ( $D_1$ ); 3 – порфириты андезито-дацитовые и их туфы ( $D_1$ ); 4 – туфы базальтового и андезитового состава, песчаники, известково-глинистые сланцы, туффиты ( $D_1$ ); 5 – вулканогенные комплексы основания Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса ( $O-S_1$ ); 6 – интрузии габбро-диорит-гранитов ауэрбаховского комплекса; 7 – субвулканические тела порфировых дацитов ( $D_1$ ); 8 – метасоматические изменения березит-лиственитовой формации; 9 – породы околожерловой фации; 10 – тектонические нарушения; 11, 12 – рудоносный флюид (11 – магматический, 12 – провзаимодействовавший с вулканогенно-осадочными породами); 13, 14 – сульфидные зоны (13 – прожилково-вкрапленные, 14 – массивные) I, II, III – рудные стадии. Py – пирит, Hpy – халькопирит, Sp – сфалерит, Tn – теннантит, Tn-Td – теннантит-тетраэдрит, Au – золото.

Рисунок 6 - Модель формирования Тамуньерского месторождения

вышележащие породы по системе разломов и трещин. В зоне разгрузки флюида вулканогенно-осадочные породы подверглись метасоматическим изменениям березит-лиственитового типа с рассеянной сульфидной минерализацией I стадии. Рядовые руды II стадии сформировались зонах трещиноватости в вулканогенно-осадочных породах, а также вдоль контактов тел порфировых дацитов. Богатые рудные тела III стадии пространственно сопряжены с глубинным разломом, и образовались благодаря продолжающемуся поступлению рудоносного флюида из магматического очага.

**Сопоставление результатов с мировым уровнем** - Разработанная модель Тамуньерского месторождения базируется на комплексе методов изучения вещества мирового уровня. Золото-сульфидные и золото-содержащие месторождения, широко распространены в мире в различных геодинамических обстановках. Данные по этому типу месторождений в связи с наложенными вулкано-плутоническими поясами большой протяженности вносят существенный вклад в теорию рудообразования.

**Внедрение результатов исследований** - По результатам дешифрирования космоснимков выделены дуплексы растяжения - как наиболее проницаемые для флюидов и благоприятные для отложения золота участки. Даны рекомендации по заверке их комплексом поисковых работ.

### **1.3. Золотоносные аргиллизиты**

**1.3.1 Введение** - Исследования направлены на изучение благороднометальной и сопутствующей ей минерализации в рудоносных аргиллизитах Гумешевского скарново-медно-порфирового и Михеевского медно-порфирового месторождений. Объектом для изучения стали окисленные медные руды - существенно глинистые образования (кварц-каолинит-гидрослюдистые и кварц-гидрослюдисто-каолинитовые), представленные структурными и перемещенными корами выветривания, с характерными признаками наложения низкотемпературного рудно-метасоматического процесса, а также типичные аргиллизиты – белесые, зеленовато-белесые породы, преимущественно кварц-каолинитового состава, с обильными свежими сульфидами. Опробование проводилось из керна разведочно-эксплуатационных скважин и бортов действующего карьера (Михеевское месторождение).

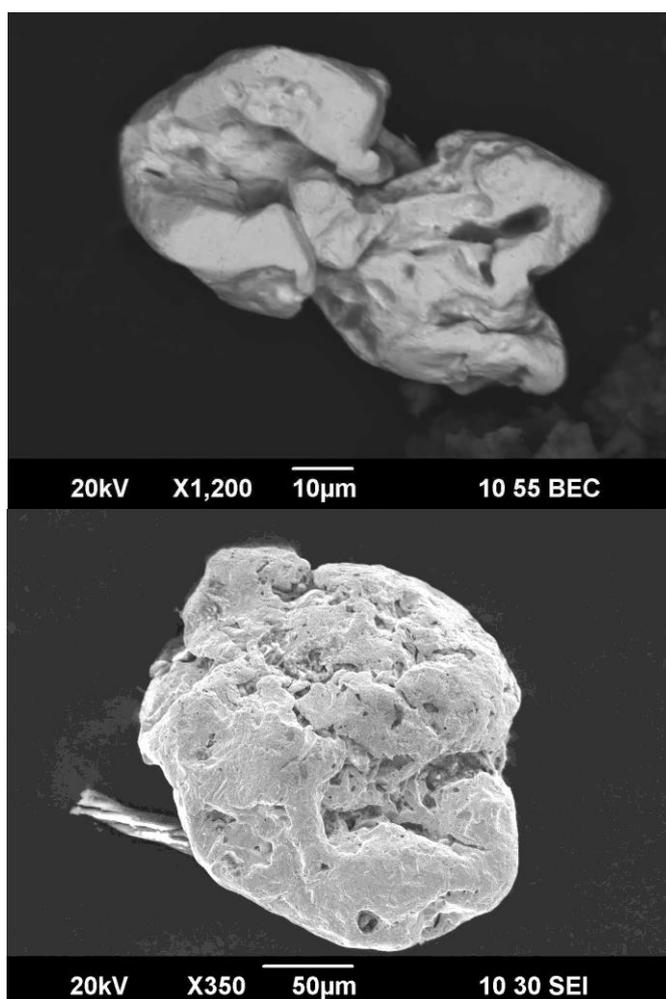
#### **1.3.2 Основные результаты исследований**

##### **А. Гумешевское месторождение**

Исследование современными методами гранулометрии, морфологии и химического состава самородного золота и сопутствующих минеральных фаз из аргиллизированных окисленных руд месторождения позволило сделать несколько выводов:

1) гранулометрически преобладает тонкое и мелкое золото, отмечено увеличение среднего размера золотин с глубиной с одновременным возрастанием частоты встречаемости более крупного золота к нижним частям разреза.

2) отмечено широкое разнообразие морфологии золотин по всему разрезу, выделено 4 основных морфотипа – кристалломорфное, комковидное, уплощенные и удлиненные зерна (Рисунок 7); строгих закономерностей в вариациях по морфологии в разрезе не выявлено, что связано с широкими вариациями размеров и морфологии микротрещин, пор и межзернового пространства в момент кристаллизации.



Вверху - обр. 4308/ 33,0-39,0 1-12 – кристалломорфное угловатое зерно: весьма неоднородная поверхность с резкими перепадами микрорельефа, контур зерна составлен преимущественно ломаными линиями, многие углы обладают явно очерченными вершинами, слабо сглаженными, продольный размер в несколько раз превышает поперечный. Внизу - обр. 4201/16-17,5 1-1 - полуокруглая комковатая форма зерна: при неоднородной и сложной поверхности преобладают плавные кривые линии, большей частью выпуклые, очертания смягченные, несколько угловатые, продольный и поперечный размеры соизмеримы.

Рисунок 7 - Типоморфные различия самородного золота зон аргиллизации Гумешевского месторождения

3) при достаточно широких вариациях пробности, отмечено преобладание высокопробного кристалломорфного золота, с низким микрорельефом.

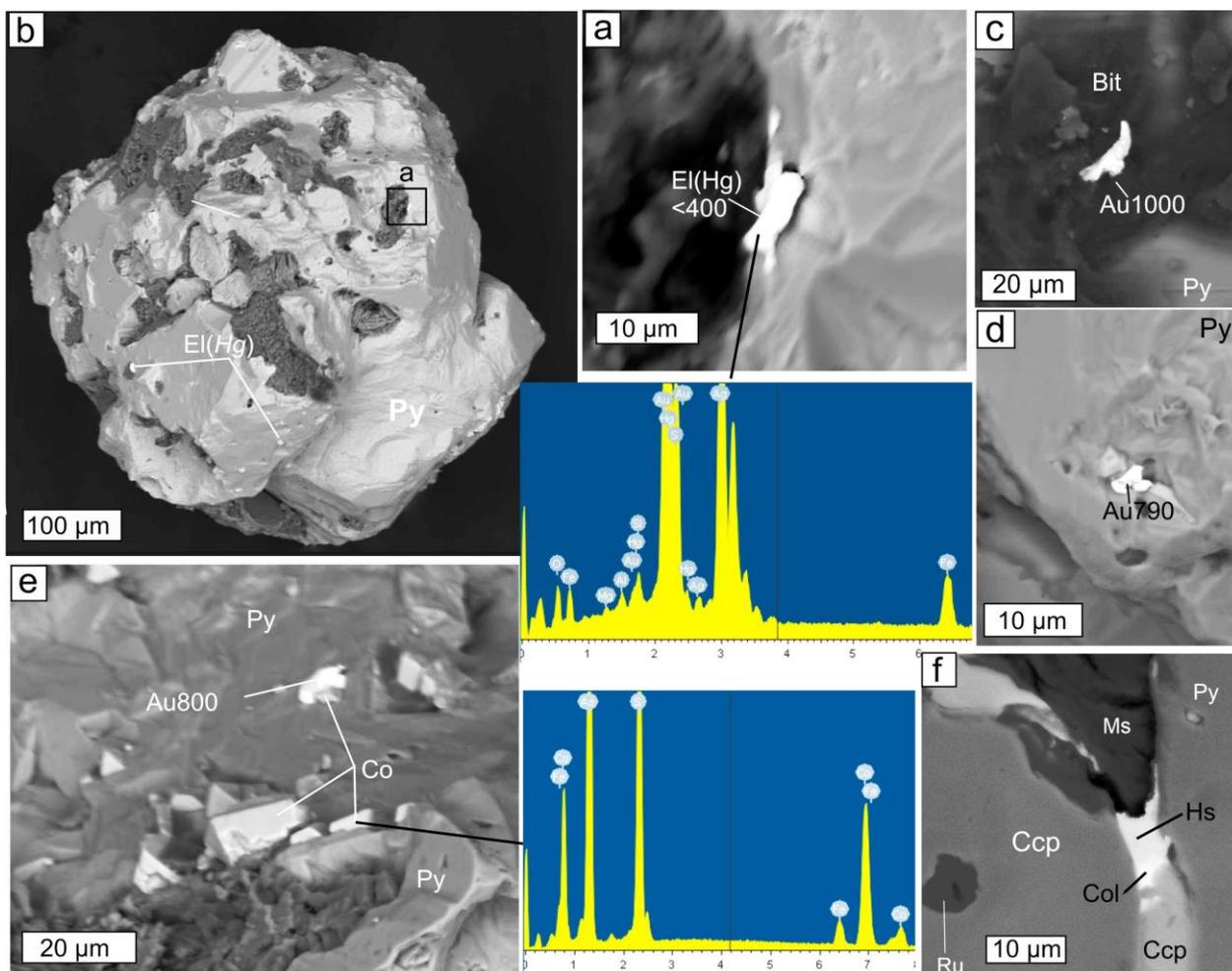
4) в качестве примесных элементов преобладает серебро и медь, реже – ртуть, мышьяк, теллур, палладий и платина. По соотношению примесных элементов выделено три геохимических типа самородного золота – золото-серебряный, золото-серебро-медный и золото-медный, каждый из которых занимает свое место в вертикальном разрезе.

5) в аргиллизитах месторождения впервые установлена U( $\pm$ Th)-минерализация, представленная очень мелкими (до 7-10 мкм) выделениями уранинита, как правило, совместно с сульфатами урана, ассоциирующая с висмутовой минерализацией – представленной теллуrowисмутитом (в т.ч. Se- и U-содержащим), неопределенными Pb-Vi-теллуридами и сульфотеллуридами, а также самородным Vi, оксидами и оксид-хлоридами висмута; сопутствующими минералами являются самородные Pb, Sn и Cd, гессит, колорадоит, галенит, касситерит, монацит; минерализация приурочена к микротрещинам и другим дефектам в пирите и халькопирите скарновых руд, а также к границам зерен сульфидов; предполагается ее связь с гранитоидами верхисетской серии ( $\gamma\delta C_{1-2V}$ ), которые вскрыты структурными скважинами на глубинах  $\geq 1500$  м.

Б. Михеевское месторождение:

1) благородные металлы в аргиллизитах, как правило, связаны с пиритом ( $\pm$ халькопирит, сфалерит) и представлены: самородным Au, с широкими вариациями пробности, теллуридами и селенидами (гесситом, сильванитом, курилитом, науманнитом, неопределенными фазами или смесями Au-Ag-Se, Cu-Ag-Se, Ag-Pb-Se $\pm$  Vi; иногда – тонкими агрегатами селенидов и теллуридов) (рисунок 8); с ними ассоциируют теллуриды Pb и Hg, самородные Cu и Cu-Zn, селенистый галенит, блеклые руды (теннантит); из нерудных минералов характерны новообразования монацита, иногда U-Th-минерализация.

2) теллуридная ассоциация присутствует также и в первичных «скальных» рудах, где она богаче по набору минералов, однако Se-минерализация характерна только для аргиллизитов, что может свидетельствовать об относительно высоком гипсометрическом уровне образования этих метасоматитов.



а, б – выделение электрума на поверхности пирита сложной морфологии, образец Мих-7, зоны АРГ-1; с - самородное золото высокопробное, приуроченное к низкотемпературным битумам (бит), образец Мих-Т-3, зоны Арг-2; д – самородное золото в пирите, образец Мих-7, зоны АРГ-1; е - зерно пирита с включениями кобальтина (Co) и самородного золота, образец Мих-7, зоны АРГ-1. f - теллуриды и селениды из аргиллитоподобных низкотемпературных метасоматитов (полированные шлифы, BSE): гессит (Hs) и колорадоит (Col) в пирите, образец Мих-9.

Рисунок 8 - Самородное Au из рыхлых аргиллитоподобных измененными породами (BSE)

## 2. Изотопные исследования

### 2.1 Изотопные исследования ильмено-вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса

Получены новые изотопно-геохимические характеристики для карбонатитовых комплексов Урала и связанной с ними REE-Zr-Nb-минерализации. Выполнены исследования Sm-Nd и Rb-Sr изотопных составов пород (миаскитов и рудных карбонатитов), а также минералов группы пирохлора Вишневогорского и Потанинского ниобиевых месторождений, ильмено-вишневогорский комплекс, Ю. Урал. Всего изучено 7 образцов пород: а) миаскит лейкократовый (обр. Дол-11-1, Вишневогорский массив); б) силикокарбонатит (Обр. Дол-26, Вишневогорское месторождение), в) ранние карбонатиты

(сёвиты I, обр. Дол-11-3; обр. 354, корневая часть Вишневогорского массива; обр. Л-По-1, Потанинское месторождение); г) поздний карбонатит (сёвит II, Обр. Л-По-2; Обр. По-7, Потанинское месторождение) и 5 образцов рудных минералов группы пироклора: а) из ранних карбонатитов (сёвиты I, обр. К-37-95 Потанинское месторождение, обр. ЛК-147 – Вишневогорское месторождение), б) из поздних карбонатитов (сёвиты II, обр. 331, рудная зона 147; обр. 140-39, рудная зона 140, Вишневогорское месторождение), в) из миаскит-пегматитов (обр. Дол-21, Вишневогорское месторождение).

Методы исследования: изотопное разбавление и масс-спектрометрия на масс-спектрометрах высокого разрешения (TRITON, ICP-MS NEPTUNE Plus, Finnigan MAT-262) (г. Апатиты, г. Екатеринбург).

Исследование изотопного состава (Rb/Sr и Sm/Nd) рудных Nb-минералов (пироклоров и эшинитов) и Sm/Nd состава пород было выполнено в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты), Rb/Sr состава пород – в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Измерения изотопного состава и концентраций Sm и Nd проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 RPQ (TIMS) в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент. Две пробы пироклора ИВК были исследованы в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме регистрации ионных токов. Методика определения изотопного состава Sr и Nd детально описаны ранее [19]. Определение изотопного состава и концентраций Sr и Nd в карбонатах и породах было выполнено в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Измерения изотопных отношений Nd и Sm выполнены на масс-спектрометре Neptune Plus (Thermo Finnigan), отношения Rb и Sr – на термо-ионизационном масс-спектрометре Triton Plus (Thermo Finnigan) в чистых помещениях класса 7 ИСО в ИГГ УрО РАН. Неодим и самарий измеряли из 3% HNO<sub>3</sub> раствора в статическом режиме, регистрировали 90 и 60 циклов, соответственно. Стронций наносили на рениевую ленту в 1 мкл HNO<sub>3</sub> с активатором Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (одноленточный режим, 90 циклов), Rb - на рениевую ленту в 1 мкл HNO<sub>3</sub> (двухленточный режим, 15 циклов). Для контроля инструментальной стабильности использовали для неодима стандарт Merck Nd, отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в котором составило  $0.511721 \pm 15$  (1 SD, n = 40); для стронция - NIST SRM 987 отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710248 \pm 13$  (1 SD, n=28). Фракционирование масс корректировали путем нормализации по экспоненциальному закону по отношениям  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$ .

Результаты исследований Rb-Sr- и Sm-Nd- изотопных составов пород и рудных минералов группы пироклора ильмено-вишневогорского миаскит-карбонатитового

комплекса представлены в таблицах 1 и 2, соответственно. Состав изотопов Nd и Sr приведен на диаграмме  $\epsilon\text{Nd} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$  (рисунок 9). Для сравнения на диаграмме иллюстрируются изотопные параметры мантийных резервуаров (DM, HIMU, FOZO, EM1, EM2, MORB и OIB) [25, 26].

Таблица 1 - Изотопные Sm-Nd и Rb-Sr данные для пород ильмено-вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса, Ю. Урал

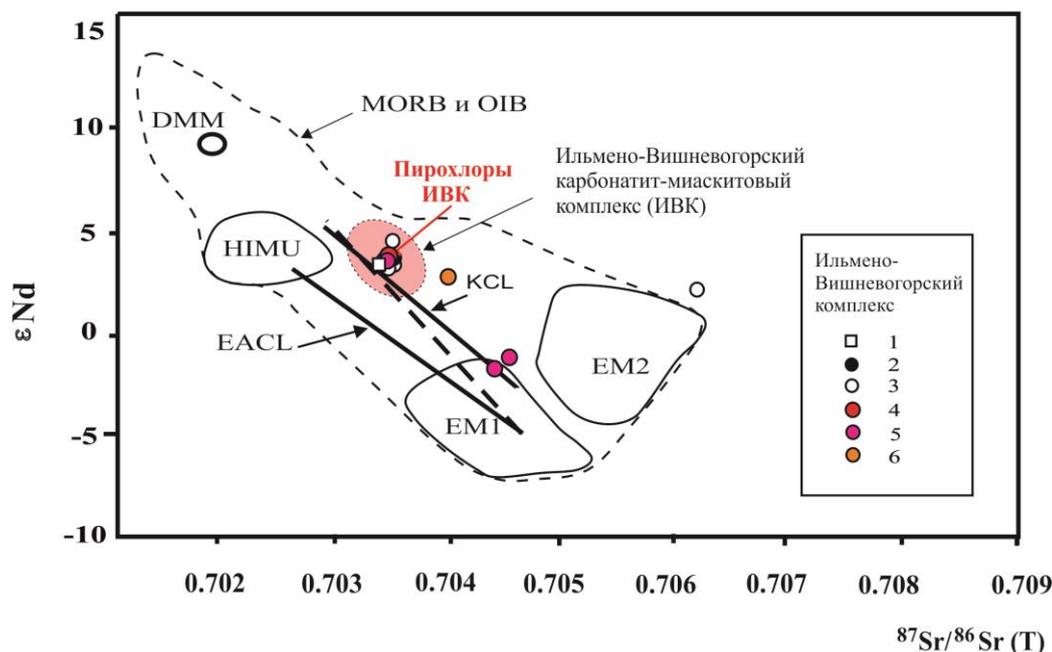
№ п/п	N образца	Порода	Sm, г/г	Nd, г/г	${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$	${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$	2s, %	$\epsilon\text{Nd}(425)$
1	Дол-11-1	миаскит	2.43	21.3	0.068860	0.512455	0.002	3.38
2	Дол-26	Силикокарбонатит	8.14	65.0	0.075593	0.512493	0.001	3.75
3	Дол-11-3	Севит I, горошковидный	19.2	171	0.068110	0.512447	0.002	3.26
4	Пс-354	Севит I	27.4	198	0.083594	0.512491	0.001	3.28
5	Л-По-1	Севит I	50	328	0.092320	0.512584	0.001	4.62
6	Л-По-2	Севит II	33.6	255	0.079731	0.512398	0.001	1.67
№ п/п	N образца	Порода	Rb, г/г	Sr, г/г	${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$	${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$	2s, %	${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}(425)$
1	Дол-11-1	миаскит	157	2779	0.1640	0.70429	0.002	0.70329
2	Дол-26	Силикокарбонатит	242	2613	0.2674	0.70467	0.002	0.70305
3	Дол-11-3	Севит I, горошковидный	124	4971	0.0720	0.70395	0.001	0.70351
4	Пс-354	Севит I	0.36	1480	0.0007	0.70345	0.002	0.70345
5	Л-По-1	Севит I	987	159	0.0001	0.70338	0.002	0.70338
6	По-7	Севит II	85.7	6273	0.0395	0.70345	0.002	0.70321

Примечание. Измерения изотопного состава Sr и Rb проводились на масс-спектрометре высокого разрешения TRITON (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Измерения изотопного состава Sm и Nd проводились на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 RPQ (TIMS) в статическом режиме (ГИ КНЦ, г. Апатиты). Начальные отношения изотопов Sr и  $\epsilon\text{Nd}$  рассчитаны на возраст 425 млн лет, полученный Sm-Nd методом для пробы карбонатитов (обр. 331) [23].

1 – миаскит лейкократовый, Вишневогорское месторождение, ИВК; 2 – силикокарбонатит; 3 – ранний карбонатит горошковидный с пирохлором (Вишневогорское месторождение); 4 - ранний карбонатит (севит I, корневая часть Вишневогорского массива); 5 - ранний карбонатит (севит I, Потанинское месторождение); 6 – поздний карбонатит (севит II, Потанинское месторождение).

Для пород ильмено-вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса начальные изотопные отношения Sr и Nd соответствуют умеренно деплетированным ( ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_i = 0.70305-0.70351$ ,  $\epsilon\text{Nd}$  (+1.7...+4.6) мантийным составам. U-(Ta)-пирохлор (гатчеттолит), образующийся на ранней карбонатитовой стадии, имеет умеренно деплетированные начальные изотопные составы ( ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_{425} = 0.70343$ ,  $\epsilon\text{Nd}_{425} = 3.63-4.49$ , обр. 37-95, севит I), близкие составам пород магматической стадии кристаллизации (миаскитов и ранних карбонатитов) (рисунок 9, таблица 2). Та-содержащий фторкальциопирохлор, формирующийся в миаскит-пегматитах, имеет менее радиогенный начальный изотопный состав Nd и более радиогенный состав Sr ( ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_{425} = 0.70398$ ,  $\epsilon\text{Nd}_{425} = 2.69$ , обр. Дол-21), что может быть связано с процессами контаминации на

заключительных стадиях функционирования щелочно-карбонатитовой магматической системы.



Мантйные резервуары DMM, HIMU, EM1, EM2, MORB и OIB по [25, 26]. Первичные изотопные составы пород и рудных ниобиевых минералов ИВК пересчитаны на возраст 425 млн лет [23].

1 – миаскиты, 2 – силикокарбонатиты, 3 – карбонатиты (севиты I), 4-6 – пирохлоры: 4 – U-(Ta)-пирохлор раннекарбонатитовой стадии, 5 – пирохлор позднекарбонатитовой стадии, 6 – Ta-содержащий пирохлор из пегматитов.

Рисунок 9 - Диаграмма  $\epsilon Nd - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr (T)$  для пород и редкометалльных минералов ильмено-вишневогорского комплекса (Урал)

Таблица 2 - Изотопные Sm-Nd и Rb-Sr данные для пирохлоров ильмено-вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса, Ю. Урал

№ п/п	N обр	Sm, г/г	Nd, г/г	${}^{147}Sm/{}^{144}Nd$	2s%	${}^{143}Nd/{}^{144}Nd$	2s abs	$\epsilon Nd(425)$
1	K37/95-1	372	2931	0.07683	0.1	0.512526	0.000002	4.33
2	K37/95-4	339	2670	0.07678	0.1	0.512534	0.000002	4.49
3	K37/95-T	37	280	0.08067	0.3	0.512501	0.000001	3.63
4	331-0	381	3876	0.05954	0.1	0.512447	0.000004	3.73
5	331-1	88	915	0.05840	0.1	0.512488	0.000003	4.59
6	ЛК-147	104	1076	0.0582	0.1	0.512205	0.000002	-0.93
7	Дол-21	256	2736	0.05671	0.3	0.512386	0.000002	2.69
8	140-39	104	930	0.0677	0.1	0.512187	0.000006	-1.54
		Rb, г/г	Sr, г/г	${}^{87}Rb/{}^{86}Sr$	2s%	${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$	2s abs	${}^{87}Sr/{}^{86}Sr (425)$
9	K37/95-T	9.45	8140	0.00336	2.04	0.703455	0.000018	0.70343
10	331-1	7.14	3731	0.00554	1.34	0.703449	0.000004	0.70341
11	ЛК-147	1.82	6914	0.00074	1.40	0.704590	0.000017	0.70459
12	Дол-21	3.93	10396	0.00109	0.85	0.703900	0.000007	0.70398
13	140-39	1.5	8332	0.00051	1.92	0.704389	0.000012	0.70439

Примечание. 1, 2, 5 – измерения изотопного состава элементов проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) в статическом режиме; 13 – измерения изотопного состава Sr и Rb проводились на масс-спектрометре высокого разрешения TRITON, г. Екатеринбург). Остальные пробы исследованы на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262

RPQ (TIMS) в статическом режиме (ГИ КНЦ, г. Апатиты). Начальные отношения изотопов Sr и  $\epsilon\text{Nd}$  рассчитаны на возраст 425 млн лет, полученный Sm-Nd методом для пробы карбонатитов (обр. 331) [23]. 1-3, 9 – U(Ta)-оксикальциопирохлор (обр. К37/95, севит I, Потанинское месторождение); 4-5, 10 – фторкальциопирохлор (обр. 331, севит II, Вишневогорское месторождение); 6, 11 – фторкальциопирохлор (обр. ЛК-147, севит II, Вишневогорское месторождение; 7, 12 – Ta-содержащий фторкальциопирохлор (обр. Дол-21, миаскит-пегматит, Вишневогорское месторождение); 8, 13 – фторкальциопирохлор (обр. 140-39, севит II, Вишневогорское месторождение).

Пирохлоры поздней карбонатитовой стадии показывают более широкие вариации начальных изотопных составов Nd и Sr ( $\epsilon\text{Nd}_{425} = 3.73\text{-}4.69$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{425} = 0.70340$ , обр. 331, севит II), соответствующие диапазону изотопных составов пород миаскит-карбонатитового комплекса (см. рисунок 9). При этом, фторкальциопирохлор из поздних карбонатитов рудной зоны 140 имеет более обогащенные радиогенным стронцием и нерадиогенным неодимом Nd состав ( $\epsilon\text{Nd}_{425} = -0.93\text{...}-1.54$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{425} = 0.70459\text{-}0.70439$ , обр. ЛК-147, обр. 140-39, севиты II), что, вероятно, связано с контаминацией коровым материалом.

Таким образом, начальный изотопный состав стронция и неодима ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{425}$  и  $\epsilon\text{Nd}_{425}$ ) пород и рудных минералов миаскит-карбонатитового комплекса сходен и находится в области мантийных умеренно деплетированных составов (см. рис. 1), что свидетельствует о едином глубинном источнике рудного вещества и пород (миаскитов и карбонатитов) ильмено-вишневогорского комплекса. Вариации изотопных составов Sr и Nd пирохлоров 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 ильмено-вишневогорского комплекса.

## **2.2 Изотопные исследования нерудных минералов Сафьяновского месторождения**

Карбонаты околорудных пород месторождения представлены кальцитом, железистыми разновидностями магнезита и доломита, сидеритом, арагонитом. Они встречаются в породах в виде рассеянных зерен, так и в виде жильных образований. Жильный арагонит встречен на глубине 240 м (горизонты (-35), (-40) м). Вмещающая арагонит порода сильно изменена. Состав (по РСА): кварц, слюда, полевые шпаты, альбит, анортит. Арагонит заполняет крупные трещины, представлен волокнистой разновидностью. Параметры решетки арагонита:  $a=4,958(3)\text{\AA}$ ,  $b=7,967(5)\text{\AA}$ ,  $c=5.739(8)\text{\AA}$ . Непосредственно в рудах встречается кальцит в ассоциации с баритом, гипсом и флюоритом (горизонт (-35), (-40) м) [15, 16].

Флюорит обнаружен в трещинах отрыва и в пустотах размером до 2-3 см в кварц-халькопирит-пиритовых рудах и имеет отчетливое вторичное происхождение по отношению к вмещающей породе. Исследование Sm-Nd изотопной системы и пробное датирование было проведено по 5 пробам флюорита [16]. Для флюорита (по 3 пробам) был выполнен расчет  $\epsilon_{Nd}$  на возраст  $218,9 \pm 9,8$  Ma. Начальное  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512622 \pm 0.000016$ . MSWD = 0,35 (рисунок 10). Изотопно-геохимические данные (таблица 3) свидетельствуют о том, что флюорит имеет высокие положительные значения  $\epsilon_{Nd} = 5,4$ . Исследования флюорита совместно с Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН показали, что флюорит обогащен примесями РЗЭ, которые образуют в структуре минерала 3 типа примесных дефектов, различающихся по симметрии ближайшего окружения, - кубические, тетрагональные, тригональные. Присутствие в структуре тригональных кислород содержащих дефектов является генетической меткой кристаллизации флюорита в условиях повышенного редокс-потенциала среды [17]. Это может свидетельствовать о близповерхностных условиях его кристаллизации. Полученный возраст флюорита соответствует постколлизийному этапу гидротермальной активности [18].

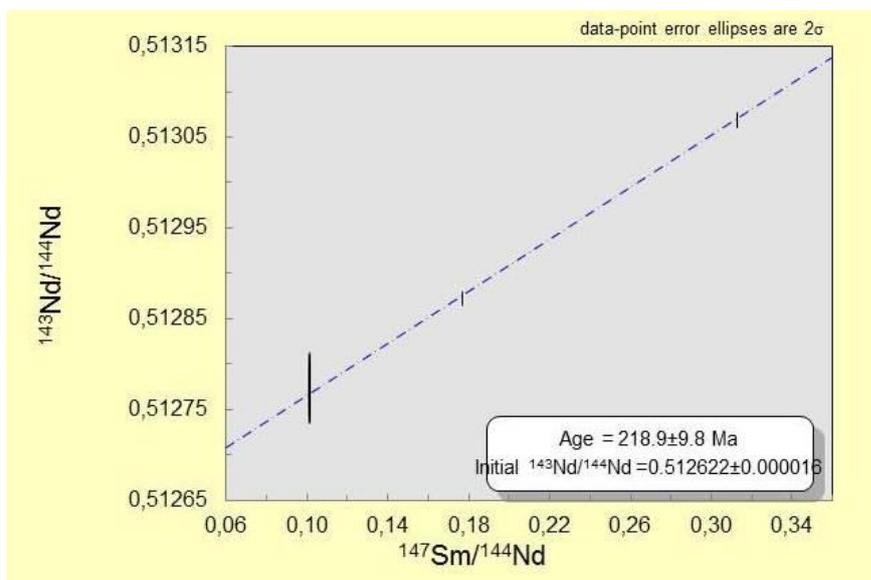


Рисунок 10 - Sm-Nd изотопные отношения флюорита Сафьяновского месторождения

Таблица 3 - Изотопный состав Sm-Nd флюорита Сафьяновского месторождения

проба	Sm,ppm	Nd,ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}$
СафШ1/16	22,653	130,122	0,105251	0,000021	0,512782	0,000031	5,4
Саф16/1,2	52,927	178,829	0,178930	0,000015	0,512878	0,000006	5,2
СафШ4/17a	29,949	58,049	0,311917	0,000035	0,513069	0,000007	5,2

### **3. Проблемы генезиса месторождений хромитовых руд**

#### **3.1 Дуниты, частичное плавление, пиролит, реститы, подконтинентальные ультрамафиты, офиолиты**

Объектами исследования - крупнейшие ультрамафитовые массивы Урала: Войкаро-Сыньинский, Алапаевский, Нуралинский, Крака, в сопоставлении с классическими зарубежными аналогами – массивами Кемпирсайский (Казахстан), Ронда (Испания), о. Забаргад (Красное море), Хороман (Япония), Лерц (ФРГ), Отрис и Вуринос (Греция), г. Бурро (США).

**Цель работы** - оценка соотношения магматических и метасоматических процессов при формировании дунитов в массивах складчатых областей. Актуальность работы обусловлена необходимостью корректировки легенды при геологическом картировании и при поисках хромитовых концентраций.

**Методология проведенной работы** - обобщение многолетнего изучения геологического строения, минералогии, петрохимии и геохимии хромитоносных ультрамафитов Урала с привлечением мировых петрологических и экспериментальных данных.

**Результаты** - В строении мантийных ультрамафитов складчатых областей принимают участие три генетических типа дунитов: 1) продукты частичного плавления мантийного пиролита, 2) продукты синкинематической метаморфической дифференциации гарцбургитов, 3) продукты реакции габброидов с гарцбургитами. Приуроченность первых к подконтинентальным ультрамафитам, остальных – к офиолитам свидетельствует о разной геодинамической обстановке формирования ультрамафитов и связанных с ними хромитовых концентраций: уникальные месторождения высокохромистых руд залегают в подконтинентальных ультрамафитах, многочисленные мелкие рудопроявления среднехромистых руд – в офиолитах.

**Введение** - Мантийные («альпинотипные», по классификации Ден Текса [27]) ультрамафиты представлены двумя основными типами – орогенным (подконтинентальные перидотиты корневых зон) и офиолитовым. Дуниты развиты в обоих типах, но на уровне современного эрозионного среза занимают подчиненное положение относительно других мантийных ультрамафитов – гарцбургитов и лерцолитов.

В настоящее время доминирует мнение, что всё разнообразие ультрамафитов континентов и океанов есть результат не столько частичного плавления пиролита мантии [28], сколько последующей реакции тугоплавкого остатка с проникающими снизу по гипотетическим дунитовым каналам расплавами преимущественно базитового состава. При этом состав продуктов этой реакции взаимоисключающий. По мнению части

исследователей, в ходе инкогруэнтного плавления или взаимодействия с недосыщенной кремнеземом магмой происходит растворение пироксенов и кристаллизация оливина [например, 29-31], по мнению других эта реакция сопровождается кристаллизацией пироксенов за счет оливина в ассоциации (в зависимости от давления) со шпинелью, гранатом или плагиоклазом [32-34]. Таким образом, в результате реакционного взаимодействия первого типа происходит дальнейшее истощение ультрамафитов глиноземом, известью и кремнекислотой, в результате второй реакции – обогащение этими элементами. П. Келемен утверждает, что при образовании офиолитовых и орогенных ультрамафитов реакционно-мантийный процесс может быть не только главным, но и единственным [29].

**Основная часть** - В ненарушенных тектоникой и денудацией массивах орогенных ультрамафитов дуниты слагают наиболее глубинные части разрезов (например, массивы Средний Крака, Нурали и юго-восточный блок Кемпирсайского массива на Южном Урале [35]; массив Хороман, Япония [36]). В первых двух обнажается, а во вторых вскрыт глубокими скважинами полный разрез сверху вниз: плагиоклазовые лерцолиты – шпинелевые лерцолиты – гарцбургиты – дуниты. В большинстве случаев на поверхности наблюдается средняя часть разреза, сложенная шпинелевыми лерцолитами и гарцбургитами, плагиоклазовые лерцолиты обычно либо полностью отсутствуют (Узянский Крака), либо образуют линзы, встроенные в структуру шпинелевых лерцолитов. Дуниты обнажаются в наиболее эродированных частях массивов: например, в восточной части Нуралинского массива и в юго-западной части Среднего Крака. Контакты между ультрамафитами постепенные, что предполагает формирование разреза в ходе одноактного процесса, итогом которого стало образование единой дунит-гарцбургит-лерцолитовой серии.

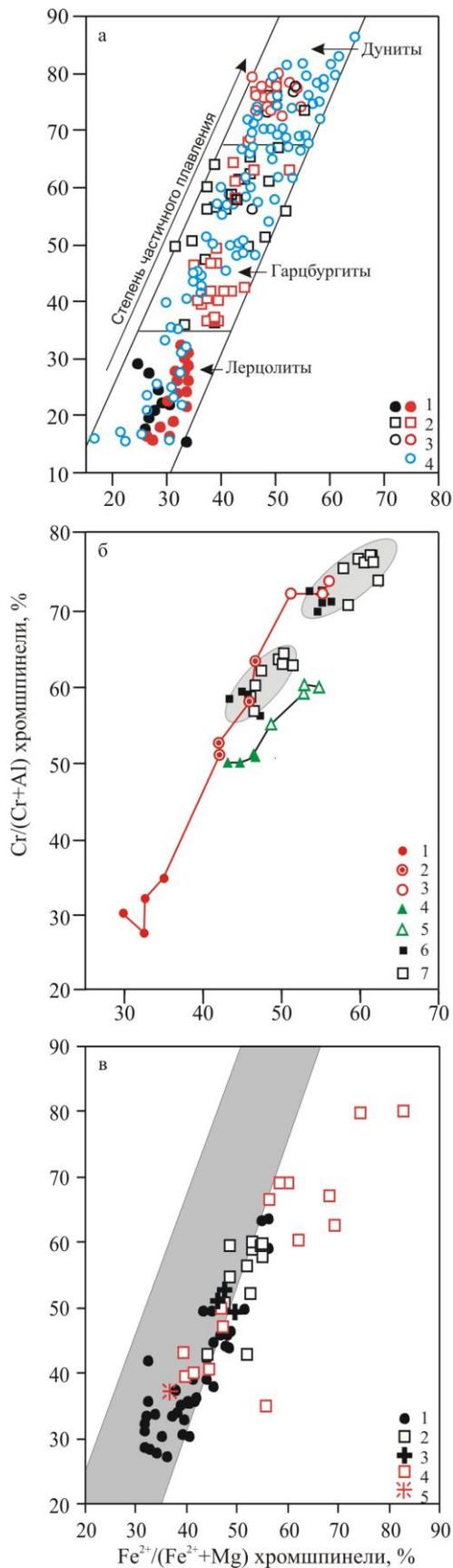
Таким процессом, несомненно, было частичное плавления пиролита мантии, о чем свидетельствуют результаты экспериментов [37-39], подтвержденные оригинальными и опубликованными в обширной мировой литературе данными изучения состава породообразующих минералов орогенных ультрамафитов (например [36, 40-42 и ряд других публикаций]). В ходе частичного плавления пиролита мантии базальтоидные выплавки экстрагируют большую часть легкоплавких компонентов –  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $SiO_2$ , щелочей и редкоземельных элементов, в тугоплавком остатке накапливаются  $MgO$ ,  $NiO$ ,  $Cr_2O_3$ . В итоге величина хромистости ( $Cr/(Cr+Al)$ ) акцессорной хромшпинели последовательно увеличивается от 15-35 % в лерцолитах до 35-65 % в гарцбургитах и далее вплоть до 85 % в дунитах; важно то, что данная закономерность прослеживается не только статистически (рисунок 11а), но и пространственно (рисунок 11б). За счет

накопления в рестите MgO и относительно инертного поведения железа постепенно снижается железистость ( $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ ) главного породообразующего минерала ультрамафитов – оливина, от 9.5-11 % в лерцолитах до 7.7-8.5 % в дунитах (рисунок 12а). В ходе процесса концентрации наиболее инертных тугоплавких РЗЭ уменьшаются в 4 раза [42]. Уральские данные подтверждают этот вывод: содержание тяжелых лантаноидов в ряду лерцолит-дунит уменьшается на полпорядка (рисунок 13).

Непрерывность изменения состава минералов орогенных ультрамафитов в соответствии с экспериментами по частичному плавлению модельного пиrolита мантии не согласуется с изложенной выше реакционно-метасоматической моделью. Внедрение в ультрамафиты относительно «кислого» базитового вещества в ультрамафитовые реститы должно привести к нарушению первичных соотношений петрогенных компонентов, что в действительности не наблюдается; в действительности эти соотношения соответствуют хондритовым [43] и модельным составам исходного пиrolита [44-49] (рисунок 14). Все изложенное позволяет: 1) исключить участие гипотетических базитовых расплавов в формировании орогенных ультрамафитов и 2) рассматривать дуниты как конечный продукт процесса частичного плавления пиrolита мантии.

В офиолитовых комплексах продукты частичного плавления представлены слабо дифференцированными гарцбургитами. Лерцолиты, как правило, отсутствуют, а наименее деплетированные ультрамафиты представлены «предельными» гарцбургитами с содержанием первичного клинопироксена не более 5 мас. % – границе между гарцбургитами и лерцолитами [35]. По мере увеличения степени частичного плавления поле составов акцессорной хромшпинели в гарцбургитах относительно подконтинентальных серий смещается в сторону увеличения железистости (рисунок 11в). Это, наряду с отклонением от хондритовой величины Al-Ca-отношения (1.22, по [43]) – рисунок 14в, может свидетельствовать о существенно иных условиях процесса.

Дуниты офиолитов входят в состав двух комплексов: вебстерит-дунитового и клинопироксенит-дунитового. Дуниты первого комплекса имеют, несомненно, апогарцбургитовую природу [50]. Они образуют сеть дискордантных относительно директивности и полосчатости вмещающих гарцбургитов сеть жил и протяженных тел, окаймленных жилами и оторочками вебстеритов и ортопироксенитов, реже хромититов. Соотношения размеров дунитовых тел и пироксенитовых оторочек приблизительно соответствуют пропорции оливина и пироксенов в материнских гарцбургитах. Признаки происхождения дунитов как продукта частичного плавления мантийного субстрата отсутствуют. Так, составы акцессорной и рудной хромшпинели в них наследуют состав хромшпинели вмещающего гарцбургита (см. рисунок 11б, 11в). Магматические тренды



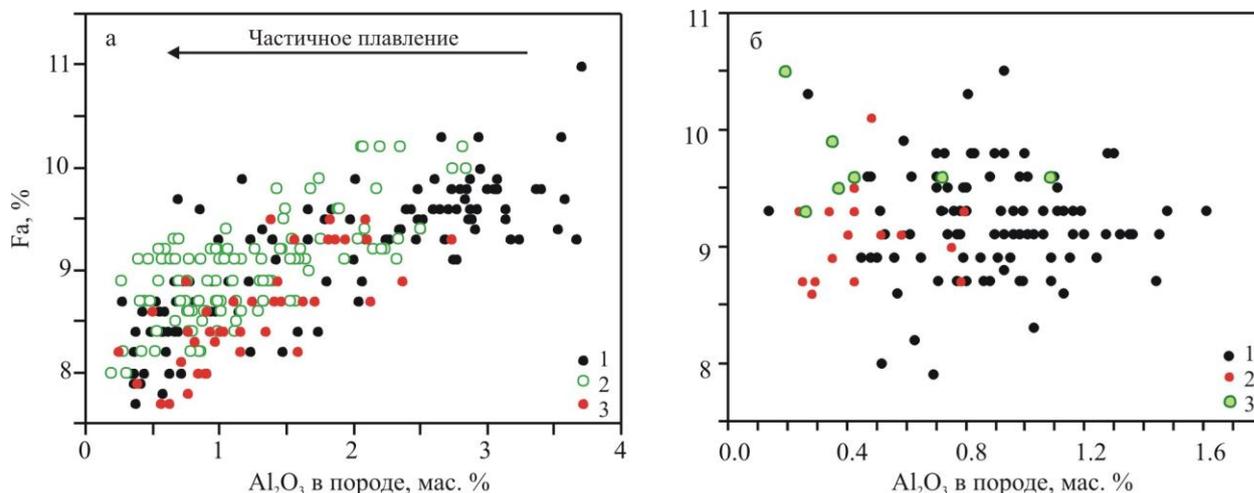
а. 1-3 – подконтинентальная дунит-гарцбургит-лерцолитовая серия, массивы Нурали и Средний Крак, соответственно: 1 – шпинелевые лерцолиты, 2 – гарцбургиты, 3 – дуниты, 4 – дунит-гарцбургит-лерцолитовая серия юго-восточного блока Кемпирсайского массива.

б. 1-3 – 30-см микроразрез через дунит-гарцбургит-лерцолитовую серию юго-восточного блока Кемпирсайского массива, месторождение Алмаз-Жемчужина, скв. 245, глубина 1159 м: 1 – лерцолиты, 2 – гарцбургиты, 3 – дуниты; 4-5 – 30-см микроразрез через контакт жилы метасоматического дунита с

гарцбургитом Войкаро-Сыньинского массива, долина притока р. Хойлы: 4 – гарцбургит, 5 – дунит; 6-7 – два микроразреза (закрашенные эллипсы) через контакты жил метасоматических дунитов с гарцбургитами Алапаевского массива, Курмановское месторождение хромитов: 6 – гарцбургиты, 7 – дуниты.

в. Войкаро-Сыньинский массив: 1-3 – внутренняя часть: 1 – гарцбургиты, 2 – апогарцбургитовые дуниты, 3 – хромититы; 4-5 – краевой комплекс: 4 – дуниты, 5 – хромититы. Серое поле – поле составов подконтинентальной дунит-гарцбургит-лерцолитовой серии (рисунок а).

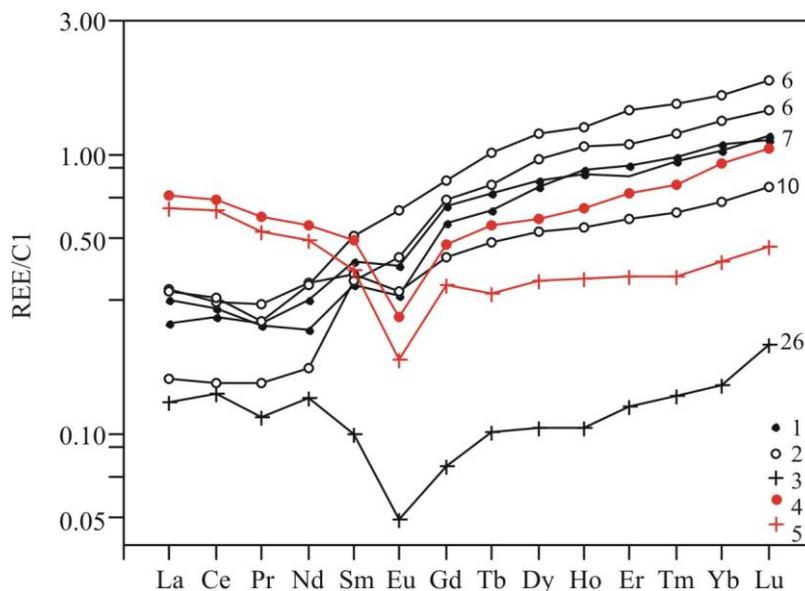
Рисунок 11 - Составы акцессорной хромшпинели в уральских ультрамафитах



а. Дунит-гарцбургит-лерцолитовые серии массивов: 1 – Нуралинского, 2 – Южного Крака, 3 – Кемпирсайского, юго-восточный блок.

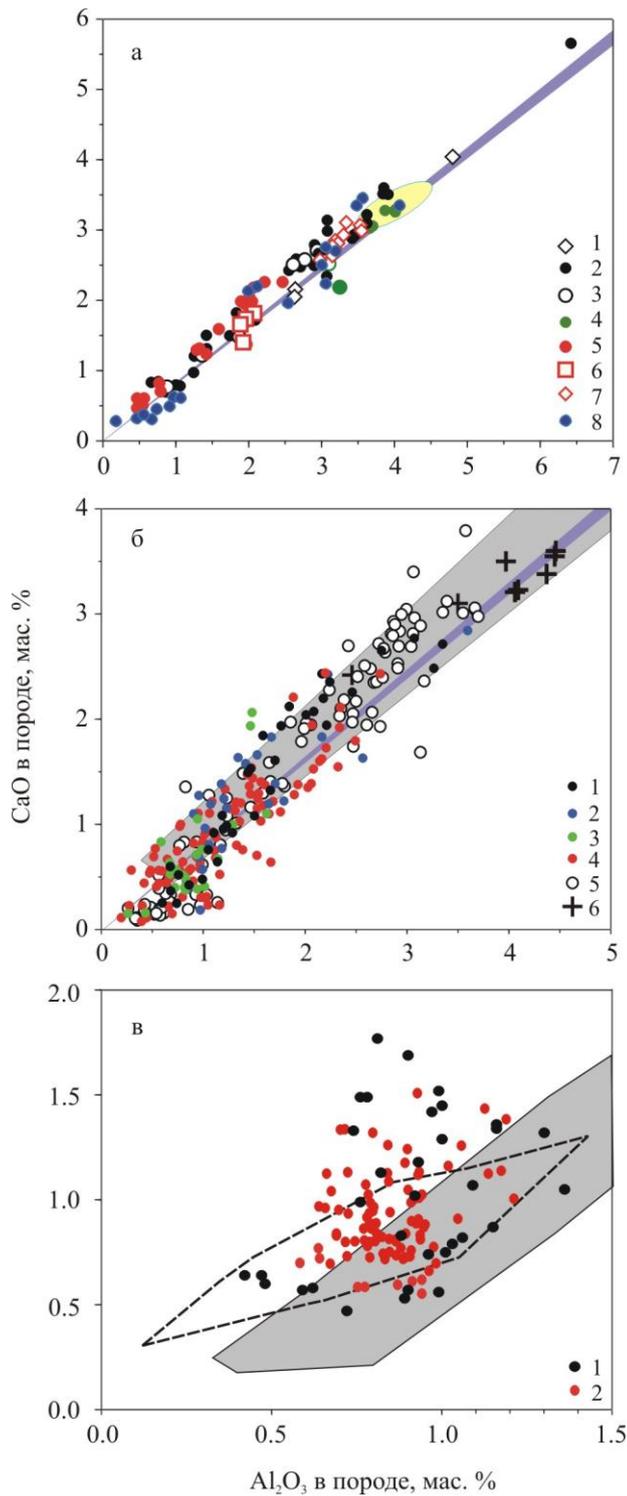
б. Войкаро-Сыньинский массив: 1 – гарцбургиты, 2-3 – дуниты: 2 – сетчатого комплекса, 3 – краевые.

Рисунок 12 - Соотношения величин железистости оливина (Fa) и содержаний глинозема в ультрамафитах Урала



1-3 - Нуралинский массив: 1 – шпинелевые лерцолиты, 2 – плагиоклазовые лерцолиты, 3 – дунит; 4-5 – Войкаро-Сыньинский массив: 4 – несерпентинизированный лерцолит, 5 – несерпентинизированный дунит. Цифры – степень частичного плавления.

Рисунок 13 - Нормированные на хондрит спектры составов редких земель в ультрамафитах Урала



а: 1-3 – массив Ронда, Испания [30, 32, 44], фации: 1 – гранатовая, 2 – шпинелевая, 3 – плагиоклазовая, 4 – о. Забаргад, Красное море, шпинелевая фация [51], 5-7 – Хороман, Япония [36], фации: 5 – шпинелевая, 6-7 – плагиоклазовая, тип: 6 – E, 7 – N; 8 - шпинелевые ультрамафиты массива Лерц, Германия [34]. Эллипс желтого цвета – поле составов пиролита [28, 44-49], синяя полоса – хондриты [43].

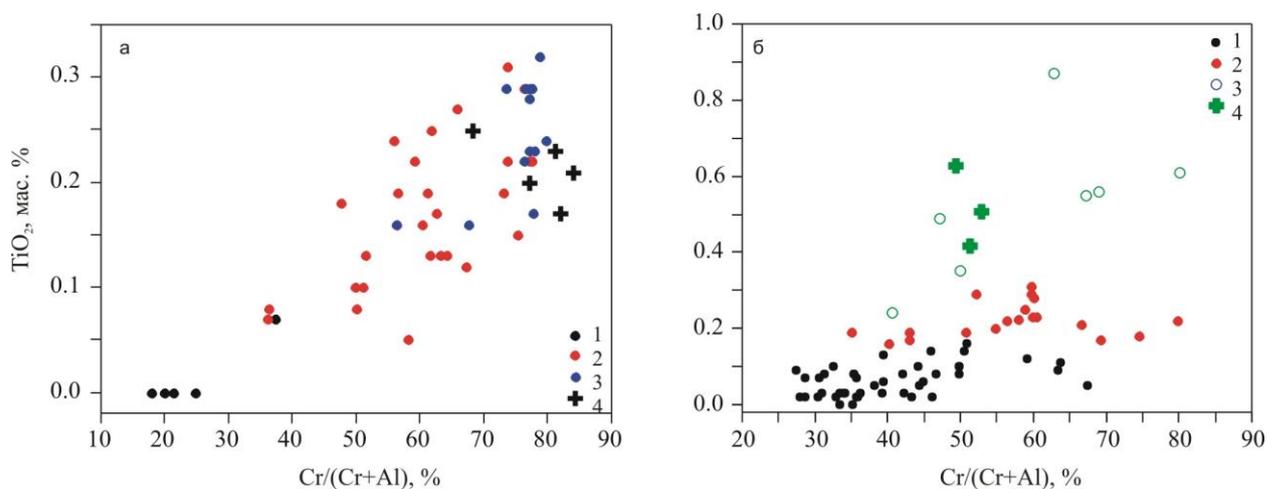
б – Подконтинентальные ультрамафиты Урала: 1-4 – массивы Крака: 1 – Северный, 2 – Средний, 3 – Узянский, 4 – Южный, 5 – Нуралинский, 6 – модельные составы пиролита мантии. Серое поле – составы ультрамафитов массива Ронда.

в – офиолитовые ультрамафиты Урала: 1 – Войкаро-Сыньинский массив, 2 – западный блок Кемпирсайского массива. Штриховой линией оконтурено поле составов офиолитов Отриса, Вуриноса, Греция [52] и г. Бурро, США [53].

Рисунок 14 - Соотношение извести и глинозема в подконтинентальных ультрамафитах

состава оливина (см. рисунок 12а) не выражены: величина железистости оливина в дунитах аналогична гарцбургитовой (см. рисунок 12б) – средние величины Fa в гарцбургитах и жильных дунитах одинаковы и равны  $9.1 \pm 0.4$ . Нормированные спектры РЗЭ в незатронутых серпентинизацией гарцбургита и дунита подобны и в участке легких РЗЭ дискордантны магматическим трендам (рисунок 13).

Дуниты второго комплекса прослеживаются в хорошо обнаженном Войкаро-Сыньинском массиве (Полярный Урал), окаймляя гарцбургиты с востока и запада в виде прерывистых полос [50]. Тесная пространственная приуроченность дунитов, с одной стороны, к гарцбургитам, с другой – к клинопироксенитам и габброидам, может свидетельствовать о реакционно-магматической природе этого типа дунитов. Состав акцессорной хромшпинели в них отличается от остальных дунитов повышенной величиной хромистости и железистости (см. рисунок 11в), а также существенно большим содержанием титана (рисунок 15б), состав оливина – большей величиной Fa (см. рисунок 12б).



А. 1 – шпинелевые лерцолиты, 2 – гарцбургиты, 3 – дуниты, 4 – хромититы. Б. 1 – гарцбургиты, 2-3 – дуниты: 2 – апогарцбургитового комплекса, 3 – на контакте с клинопироксенит-габбровым комплексом, 4 – хромититы из дунитов этого комплекса.

Рисунок 15 - Соотношение концентраций TiO<sub>2</sub> и хромистости хромшпинели в ультрамафитах Нуралинского (а) и Войкаро-Сыньинского (б) массивов

### 3.2 Особенности хромитоносности Алапаевского массива

На Алапаевском массиве было изучено двенадцать объектов (рисунок 16), из которых в настоящее время два разрабатывается (III Поденный и Курмановское). В северной части массива, в зоне развития дунит-верделитового комплекса (ДВК), расположены месторождения Баканов Ключ и Малокаменское, относящиеся, судя по

литературным данным, к хабарнинскому типу. В настоящее время объекты не разрабатываются и проведенные на них разведочные каналы полностью уничтожены, коренных выходов также не наблюдалось. По этой причине отобрать каменный материал не удалось.

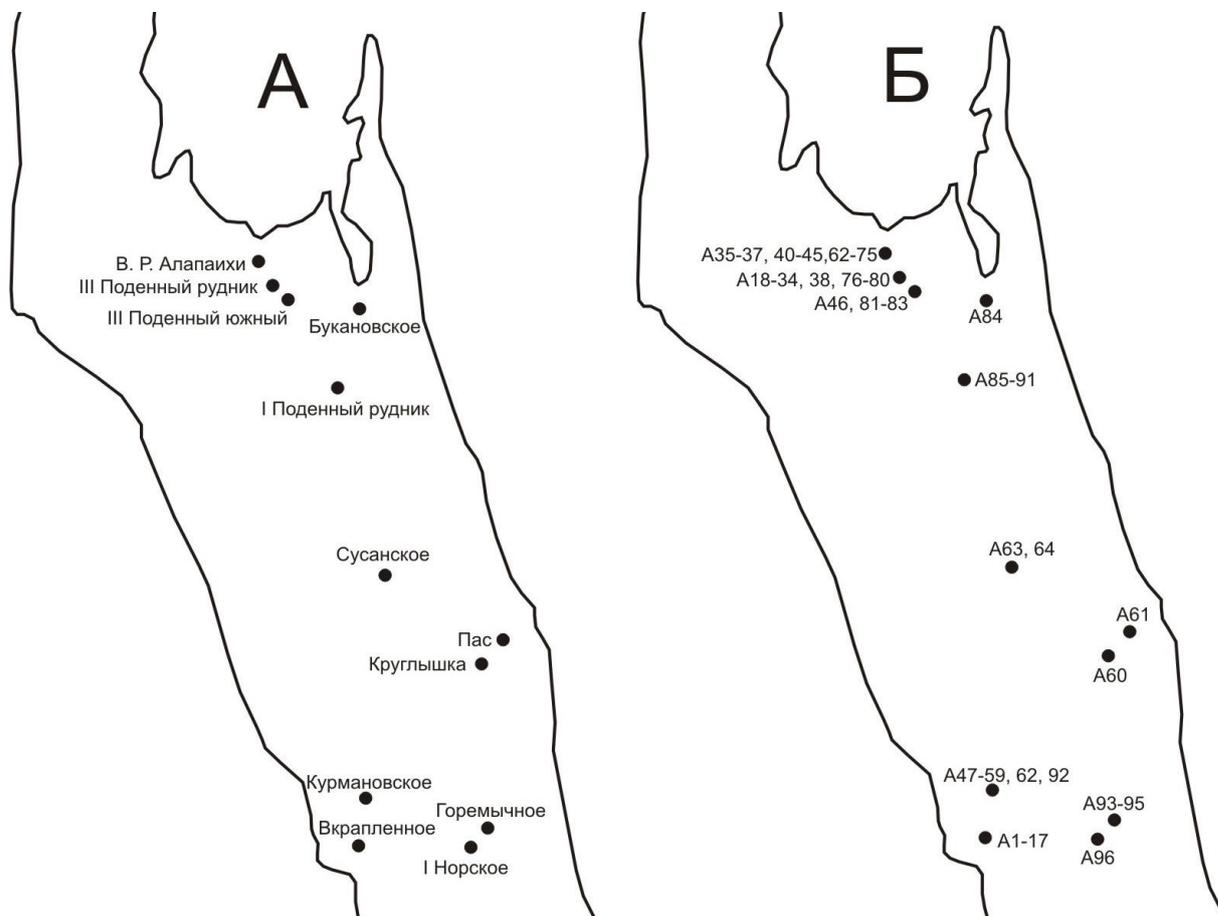


Рисунок 16 - Карта расположения месторождений (А) и фактического материала (Б) Алапаевского массива

К типичному верблюжьегорскому типу относится месторождение Сусанское в средней части массива. Рудное тело изометричной формы, сложено густо- и средневкрапленными хромитами. По составу руды первично глиноземистые, но существенно измененные последующими метаморфическими процессами с повышением хромистости руд. Тектонический контроль не установлен, хромитовое тело разбито пострудными разломами на 4 блока, отработанных шахтами.

Месторождения, относящиеся к нижней части Верблюжьегорского комплекса (III Поденный рудник, Вершина р. Алапаихи) представляют собой “кусты” из нескольких рудных тел, небольших по размерам (мощностью до 2-4 м при длине до 60-80 м. Все рудные тела характеризуются линзовидной формой, субмеридиональным простиранием и

четкой приуроченностью к сбросовым дислокациям. Кроме того, необходимо отметить, что оба месторождения лежат на одной широте (приурочены к зоне одного разлома?), а при разработке карьера вскрываются все новые рудные тела. Так что форма рудных “кустов” пока неизвестна.

Хромитовые руды сопровождаются маломощными оторочками дунитов, также на месторождениях проявлено большое количество вторичных (пострудных) дунитовых и пироксенитовых жил и прожилков. Руды массивные, реже густо- и средневкрапленные, в основном среднезернистые. Границы тел в основном четкие, часто с рудных апофизами во вмещающих породах, нередко отмечаются тектонические контакты (рисунок 17). По первичному составу руды глиноземистые, с проявлением наложенного метаморфизма. Для северного участка Алапаевского массива, также как и для Верх-Нейвинского, отмечается строгая зависимость степени метаморфизма руд от расстояния до габброидного массива. Руды с проявлением высокотемпературного метаморфизма расположены наиболее близко к габброидам, рудные тела с низкотемпературными, слабо проявленными изменениями руд – наиболее удалены [54].

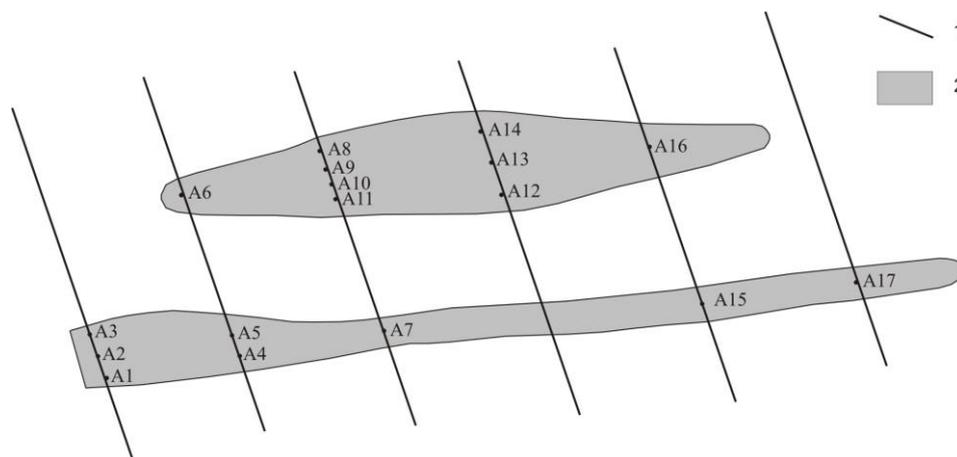


Апофизы и “заплывы” хромититов в серпентинитах. Месторождение Вершина р. Алапахи.

Рисунок 17 - Контакт рудного тела с вмещающими аподунитовыми серпентинитами

Кракинский тип на массиве развит наиболее широко в виде разбросанных по его территории рудных узлов и отдельных месторождений (Норские, Б. и М. Круглышка, Пас и др.), залегающих в поле жильных дунитов среди гарцбургитов. Хромитовые тела преимущественно субмеридионального простирания, маломощные ( $m = 1-3$  м), длина по простиранию от 30 до 150 м. Форма тел – жилообразная, интенсивно нарушенная пострудной тектоникой, представленной в основном сбросо-сдвигами небольшой амплитуды (первые метры), контакты резкие. Руды массивные, реже густовкрапленные, средне- до крупнозернистых, по составу средне- и высокохромистые.

Курмановский формационный тип представлен двумя месторождениями – собственно Курмановским и Вкрапленным. Оба объекта сложены хромитовыми рудами разной степени вкрапленности, с преобладанием средне- и бедновкрапленных. Рудные тела характеризуются жилообразной формой. Курмановское месторождение делится разломами на несколько блоков суммарной мощностью до 10 м и длиной по простиранию до 800 м. Месторождение Вкрапленное, состоящее из двух рудных тел, незначительно по мощности (0,5-1,5 м) и протяженности (30-35 м). Вместе с тем вполне возможно, что здесь представлен только самый верхний срез месторождения, так как на глубине 70 м по падению буровой скважиной зафиксирована метровая зона вкрапленных руд, являющаяся, вероятно, нижней выклинкой месторождения. В обоих случаях рудные тела обладают зональностью по степени вкрапленности от массивных и густовкрапленных центральных частей до убоговкрапленных в периферии. Границы тел расплывчатые, с постепенным переходом руда-порода. По составу хромшпинелидов руды высокохромистые. Поскольку по этому объекту нами проводились детальные исследования, описанные ниже, приводим карту фактического материала (рисунок 18).



1 – канавы, подсекающие рудные тела, 2 – контур рудных тел, проведенные по границе «убоговкрапленная руда – порода»

Рисунок 18 - Форма тел и точки отбора проб на месторождении «Вкрапленное»

### 3.3 Оценка РТ условий становления и последующего метаморфизма хромитовых руд Алапаевского массива

Определение условий формирования и метаморфизма ультраосновных пород и связанного с ними хромитового оруденения невозможно без установления температур протекания этих процессов. Для решения этой задачи привлечен ряд методов:

- определение температур формирования хромшпинелидов на основе оливин-хромшпинелидового геотермометра;
- определения условий высокотемпературного метаморфизма руд по хлоритовому геотермометру;
- декриптометрия и газовая хроматография для анализа всей истории формирования и преобразования пород и руд.

#### 3.3.1 Определение температур формирования хромитовых руд

Расчет температур формирования руд базируется на основе анализа пары равновесных сосуществующих минералов – оливина и хромшпинелида. Значения температур и давлений, полученных с их помощью, относятся к моменту конечного установления равновесия в породе, т. е. характеризуют последний этап термальной эволюции. Значительно сложнее установить температуры метаморфизма руд, т. к. в данном случае использование оливин-хромшпинелидовых пар либо невозможно, либо некорректно из-за существенного изменения состава хромшпинелида.

Для определения температур формирования первичных руд использованы следующие модификации оливин-хромшпинелидового геотермометра:

- геотермометр Фабри (определяет температуру окончания обменных реакций [57]:

$$T(C)=(4250 \times X_{Cr-Crt}+1343)/(\ln K_{Do} + 1.825 \times X_{Cr-Crt}+0,571)-273;$$

- геотермометр Фабри, модернизированный И.А. Малаховым (позволяет судить о первоначальной температуре формирования хромшпинелидов):

$$T(C)=(6300 \times X_{Cr-Crt}+1343)/(\ln(K_D)+1.825 \times X_{Cr-Crt}+0.571)-273;$$

- геотермометр О`Нила-Большауза-Берри-Грина (O`NWBBG):

$$T(K)=(6530+280P+(7000+180P) \times (1-Fa)-1960 \times (X_{Mg-Crt}-X_{Fe-Ol})+1650X_{Cr-Crt} + 25150X_{Fe3-Crt} + 27500X_{Ti-Crt})/(R \ln K_{D(Mg-Fe)} + 4.705),$$

где  $X_{Cr-Crt} = Cr/(Ti^{4+}+Cr+Al+Fe^{3+})$ ;  $X_{Mg-Crt} = Al/(Ti^{4+}+Cr+Al+Fe^{3+})$ ;  $X_{Fe3-Crt} = Fe^{3+}/(Ti^{4+}+Cr+Al+Fe^{3+})$  в хромшпинелиде;  $K_{D(Mg-Fe)} = (X_{Mg-Ol} \times X_{Fe-Crt})/(X_{Fe-Ol} \times X_{Mg-Crt})$ ; R- универсальная газовая постоянная (8.31 дж/град x моль);  $X_{Mg-Ol} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ;  $X_{Fe-Ol} = Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$  в оливине;  $X_{Mg-Crt} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$  и  $X_{Fe-Crt} = Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$  в хромшпинелиде. Давление принято считать 1 Гра.

Для корректного расчета оказалось необходимым предварительно провести разбраковку данных с исключением всех метаморфизованных хромшпинелидов. Далее было проведено расчленение выборок на глиноземистые руды (связанные с гарцбургитами) и хромистые (с дунитами). В первую выборку были включены анализы преимущественно реликтовых хромшпинелидов из руд северной части Алапаевского массива (I и III Поденные, Вершина р. Алапахи). Во вторую – главным образом анализы хромшпинелидов Курмановского месторождения и ряда аналогичных объектов – месторождения Вкрапленное, Пас, Б. и М. Круглышки.

Кроме того, для наиболее корректного расчета выбирались в аншлифах и анализировались зерна оливина, включенные в хромшпинелид. Точки анализов сосуществующих минералов располагались по возможности ближе друг к другу. Такая методика позволила несколько уменьшить ошибку определения температуры.

В результате расчетов, ряд из которых приведен в таблице 4, оказалось, что разброс получившихся данных по температурам кристаллизации достаточно высок - до 200 °С.

Таблица 4 - Температуры формирования различных типов хромитовых руд, рассчитанные на основе оливин-хромшпинелидовых равновесий

Массив, месторождение	Y CrSp	fO <sub>l</sub>	Температура формирования руд			lg K <sub>p</sub>	pO <sub>2</sub>
			Фабри	модерн. Фабри	O'NWBBG		
Глиноземистые руды							
Алапаевский, В. р. Алапахи	70.1	4.95	874.1	1128.1	1050.2	-22.8	7.4
	70.4		844.6	1104.8	1024.6	-23.4	7.6
	70.3		855.8	1112.6	1032,1	-23.2	7.5
Алапаевский, III Поденный	58.8	7.0	870.5	1082.7	1043.2	-22.9	7.4
	58.5		893.9	1102.9	1088.1	-22.4	7.3
	57.7		870.5	1082.7	1043.2	-22.9	7.4
Среднее по 39 расчетам			916	1117	1096	-22.1	7.1
Хромистые руды							
Алапаевский, Курмановское	78.9	3.0	713	1003	906	-26.5	8.7
	78.9	3.2	668	955	860	-27.0	8.8
	78.7	3.5	681	969	872	-27.1	9.0
	79.6	4.1	733	1022	930	-26.9	8.9
Алапаевский, Вкрапленное	71.1	2.8	774	1055	969	-25.0	8.1
	77.6	3.5	746	1034	941	-25.7	8.4
	77.4	3.4	735	1021	931	-26.0	8.5
	75.4	3.7	760	1043	963	-25.3	8.2
	72.5	3.7	765	1040	961	-25.2	8.2
	78.8	3.1	749	1040	946	-25.6	8.3
	78.6	2.7	716	1006	910	-26.5	8.6
	77.1	3.2	782	1068	979	-24.8	8.1
76.6	3.9	825	1106	1024	-23.8	7.7	
Среднее по 50 расчетам			742.1	1028	937	-25.8	8.4

Поэтому температура, рассчитанная по оливин-хромшпинелидовому геотермометру в центре тела и в его крае, нередко различается на 100-200 °С. Такие же особенности наблюдаются и для наших объектов: в месторождении глиноземистых руд I Поденный рудник температура формирования краевых и центральных частей отличается на 150 °С, а в месторождении хромистых руд Вкрапленное – на 50-70 °С. Из-за таких вариаций в составе минералов и неизбежных погрешностей расчета целесообразно рассматривать среднюю температуру формирования разных типов руд. Такие данные уже неоднократно приводились в литературе, было показано, что температура формирования хромистых руд ниже, чем глиноземистых. Изученные нами объекты не являются исключением. Глиноземистые руды из гарцбургитов кристаллизовались при температурах 1075-1125 °С (по модернизированному геотермометру Фабри), а хромистые руды – при температурах 970-1050 °С.

Верхний предел высокотемпературного метафроста хромитовых руд оценивается нами в 900 °С. То есть намечается непрерывный эволюционный ряд хромитового оруденения.

### 3.3.2 Декрипитация и газовая хроматография хромитовых руд и вмещающих ультраосновных пород

Часть образцов была отправлена на проведение декрипитации и газовой хроматографии (таблицы 5 и 6). Это проделано с целью получения “перекрестных” данных, что существенно облегчило интерпретацию полученной информации. Вместе с тем, сведений по декрипитации и газовой хроматографии хромититов очень немного, материал для сравнения невелик [56]. Поэтому интерпретация полученных нами данных весьма спорна и может быть пересмотрена.

Для вакуумной декриптометрии были отобраны представительные пробы хромитовых руд навеской 50 мг, фракции 0.25-0,5 мм которые анализировались в декриптографе ВД-5 до температуры 800-1000 °С с интенсивностью нагрева 20 °С/мин (лаборатория Ростовского гос. Университета, аналитик – В.Н. Труфанов). Известно, что расплавные включения не дают эффектов декрипитации выше 1000 °С, поэтому вакуумно-декриптометрический анализ таких проб при температурах более 800-1000 °С мало эффективен. Оптимальный вес и размер фракции установлен опытным путем в серии предварительных экспериментов. Анализировались следующие пробы: А-51 – бедновкрапленные руды Курмановского месторождения; А-34 – околорудные серпентиниты, III Поденный рудник (Алапаевский массив); А-24 – массивные

глиноземистые хромитовые руды, III Поденный рудник. Результаты вакуумно-декриптометрического и газово-хроматографического анализа представлены ниже.

Результаты анализа минералогического состава проб, состава газов, выделяющихся при декрипитации, а также литературные данные, позволяют соотнести все выявленные пики газовой выделения с образованием тех или иных минералов (или процессов, приводящих к изменению состава минералов) в хромитовых рудах и вмещающих породах. Целесообразно первоначально интерпретировать результаты анализов проб пород, а затем, основываясь на них, разобрать результаты анализа хромитовых руд (таблица 5).

Для образцов ультраосновных пород фиксируются три пика газовой выделения, как правило, изолированных друг от друга. По температурным интервалам и значениям максимумов газовой выделения они достаточно четко коррелируют между собой, что позволяет сопоставить их с нижеперечисленными процессами.

Таблица 5 - Результаты вакуумно-декриптометрического анализа образцов хромитовых руд Урала

№ пробы	Температура декрипитации	Температура максимума газовой выделения	Величина F-показателя флюидоактивности	Интерпретация (процесс)
А-51	40-160	60-80	307.2	Адсорбированная вода и CO <sub>2</sub> Разложение оливина
	320-600	440-460	155.1	
А-34	40-140	60-80	489.2	Адсорбированная вода и CO <sub>2</sub> Разложение серпентина Разложение оливина
	240-360	300-320	55.4	
	420-600	420-440	81.3	
А-24	40-180	140-160	9.5	Адсорбированная вода и CO <sub>2</sub>  Метаморфизм хромшпинелидов
	200-320	280-300	6.5	
	380-560	480-500	190.3	
	700-760	780	6.3	

В интервале температур 40-140 (160) °С происходит истечение из трещин и пор адсорбированных газов. Характерно, что величина пиков по интенсивности газовой выделения напрямую зависит от количества серпентина в пробе.

При температурах 220-360 °С происходит дегидратация и разложение серпентина (лизардита). Исключение составляет проба А-51, в которой этот процесс идет при более высоких значениях – 300-350 °С. Пик 420-550 (600) °С очевидно отвечает процессу окончательного разложения оливина. Это существенно противоречит литературным данным [55], по которым она должна происходить при температурах около 690 °С, однако в точности соответствует температуре устойчивости самого оливина. Для образцов хромитовых руд картина существенно меняется. Здесь также присутствуют слабо

выраженные пики 20-140 и 220-300 °С, отвечающие соответственно за адсорбированные газы и разложение серпентина (иногда – хлорита и магнезита). Однако они крайне малы по интенсивности газовой выделению, так как количество нерудной массы в рудах также невелико.

Таблица 6 - Результаты газовой хроматографической анализа образцов хромитовых руд Урала

№ пробы	Температура Декрипитации, °С	Состав газов, %						
		H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	H <sub>2</sub> S
А-51	40-160	76.06	3.0	1.78	17.28	-	-	1.9
	220-300	57.9	14.8	1.5	25.75	-	-	-
	320-600	79.8	16.9	-	3.3	-	-	-
А-34	40-140	66.33	2.98	3.98	26.7	-	-	-
	240-360	82.42	6.21	-	7.08	-	4.3	-
	420-600	62.84	32.58	-	2.29	-	-	-
А-24	40-180	31.62	-	8.25	60.14	-	-	-
	200-320	23.4	1.17	сл.	75.44	-	-	-
	380-560	19.64	51.49	-	28.87	-	-	-

В области температур 400-700 (800) °С во всех пробах зафиксирован наиболее интенсивный пик, отвечающий, по нашему мнению, высокотемпературному метаморфизму хромитовых руд и образованию хлорита. Эти данные подтверждаются использованием хлоритового геотермометра. Температура начала процесса сильно варьирует - от 550 до 800 °С, что в целом совпадает с геологическими наблюдениями (в частности, степенью удаленности от вызвавших метаморфизм габброидов). Вместе с тем этот интервал нельзя непосредственно связывать с температурой формирования руд, т. к. по данным оливин-хромшпинелидового геотермометра она существенно больше (см. выше).

В составе газовой фазы всех проб преобладают H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, в подчиненном количестве присутствуют O<sub>2</sub> и углеводороды [53]. Сопоставление температур декрипитации минералов с составом выделяющейся газовой фазы приведено в таблице 7. Таким образом, отмечается явное различие в составе низкотемпературных газов. Обращает на себя внимание, что в хромититах преобладает азот, а в серпентинитах – вода. Как предполагается нами по геологическим данным, метаморфизм хромитовых руд из Верх-Нейвинского и северной части Алапаевского массива проходил под воздействием габброидов. Состав газовой фазы, отвечающий условиям метаморфизма, фактически одинаков для обоих массивов и отвечает небольшому преобладанию CO<sub>2</sub>.

Таблица 7 - Преобладающие газы в составе изученных образцов пород и руд

Хромитовые руды		Ультраосновные породы	
Процесс	Преобладающие газы	Процесс	Преобладающие газы
Выделение адсорбированных газов из хромшпинелидов и силикатов цемента	N <sub>2</sub>	Выделение адсорбированных газов из серпентинитов	H <sub>2</sub> O
Газы из пор и трещин в хромшпинелиде, разложение низкотемпературного хлорита	N <sub>2</sub>	Разложение серпентина	H <sub>2</sub> O
Высокотемпературный метаморфизм хромшпинелидов, разложение хлорита	A-24: CO <sub>2</sub> >H <sub>2</sub> O≥N <sub>2</sub>	Разложение оливина	H <sub>2</sub> O

#### 4 Генетическая типизация жильного кварца Уфалейского кварценосного района

Уфалейский кварценосный район, включая Кыштымское и Кузнечихинское кварцево-жильные месторождения, по своему минерагеническому потенциалу является одним из самых крупных, а по качеству кварца основным кварценосным районом не только на Урале, но и в РФ. Кварцево-жильные образования (особо чистый кварц) Уфалейского кварценосного района, до настоящего времени нередко называются гранулированными, на самом деле являются результатом длительных и сложных процессов формирования Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса в докембрии, а затем и в палеозое. Кварцевые тела в значительной степени претерпели преобразования под воздействием одновременных магматических, метаморфических, метасоматических и гидротермальных процессов, что привело к существенному усложнению первоначального строения жильного кварца, слагающих кварцевые тела.

Проведена генетическая типизация жильного кварца Уфалейского кварценосного района (таблица 8). Кварц полихронный и полигенный. К особочистому кварцу относится кварц егустинского типа (содержанием структурного алюминия менее 10 г/т). Метасоматическое развитие кварца данного типа характерно для некоторых кварцевых

жил Кыштымского месторождения, и особенно для Кузнечихинского месторождения, где егустинский кварц составляет до 80% объема кварцевого тела.

Таблица 8 - Генетическая типизация жильного кварца Уфалейского кварценосного района

Геодинамический режим, мегацикл	Родоначальный магматический комплекс (возраст)	Генетический формационный тип кварцевых жил	Минерально-технологический тип	Тип кварца по структурным особенностям	Эталонные кварцевые жилы
Метаморфизм карельского мегацикла (2.05-1.75 млрд лет)	Гранито-гнейсы уфалейской свиты (1,85-1,8 млрд лет)	Метаморфогенный, первично-зернистый	Прожилки метаморфической дифференциации	Светло-серый, мелко-, средне-зернистый (1-3 мм)	Нет
Рифтогенез рифейского мегацикла (1,35-1,0 млрд лет)	Чусовской комплекс субщелочных гранитоидов, «гиганто-мигматиты» (1.2-1.1 МА)	Метаморфогенный, вторично-зернистый, перекристаллизованный	Слюдяногорский	Серый, полупрозрачный, средне-, крупнозернистый, грануломорфный (2-10 мм)	Кварцевая жила № 170
Байкальский (кадомский) коллизионный мегацикл (620-500 млн лет)	Битимский комплекс щелочных гранитов, альбититы, карбонатиты (579-533 млн лет)	Гидротермально-метасоматический, первично-зернистый	Уфалейский	Молочно-белый, мелкозернистый (1-2 мм)	Кварцевая жила № 175, Беркутинская
Раннепалеозойская ТМА шовных зон (500-450 млн лет)	Козловогорский комплекс щелочных гранитов-сиенитов (476-457 млн лет)	Гидротермально-метасоматический, первично-зернистый	Егустинский	Серый, слабо дымчатый, тонкозернистый, льдисто-подобный (0,05-1 мм)	Кварцевые жилы № 191, 192, 414, 2136
Ранняя коллизия палеозойского мегацикла (360-320 млн лет)	Нижнеуфалейский комплекс гранитоидов (316-317 млн лет)	Гидротермальный, первично-зернистый, гигантозернистый	Пугачевский	Молочно-белый, полупрозрачный, крупно-, гигантозернистый	Кварцевые жилы П-3, П-21, П-88
Поздняя коллизия палеозойского мегацикла (310-240 млн лет)	Кизильский комплекс микроклинов х гранитов (267 млн лет)	Метаморфогенный, вторично-зернистый, гранулированный	Кыштымский	Светло-серый, полупрозрачный, гранулированный, среднезернистый (3-5 мм)	Кварцевая жила № 101
Поздняя коллизия Pz мегацикла (310-240 млн лет)	Кизильский комплекс микроклиновых гранитов (267 млн лет)	Гидротермальный, первично-зернистый, гигантозернистый	Щербаковский	Бесцветный, дымчатый, стекловидный, гигантозернистый	Кварцевая жила № 3, Щербаковская

## 5 Геоэкология и гидрогеология

### 5.1 Переработка медеплавильных шлаков

В настоящее время литые медеплавильные шлаки используются в целях вторичного извлечения меди и цинка. Технический «песок» – отход, получаемый в результате измельчения шлака до крупности менее 0.05 мм и последующего извлечения концентрата Cu и Zn с методом флотации в известкованном водном растворе. После извлечения концентрата в «песке» по-прежнему остается заметное количество этих металлов.

Произведенные механические и химические воздействия предположительно сопровождаются изменениями химического и минерального состава конечного продукта. С целью получения данных по минеральному составу «песка» и вычленения основных – по доле в общей массе, носителей ценных компонентов (Cu и Zn), было выполнено петрографическое исследование минерального состава «песка» [59].

Установлено что:

- 1) главными концентраторами Cu в изученном материале являются сульфиды и интерметаллиды;
- 2) цинк присутствует во всех фазах; большая часть его - около 43 %, находится в штейне, в виде сульфидов; остальной – силикатный цинк заключен в фаялите и стеклофазе;
- 3) несмотря на данные различных источников - ферриты цинка и меди не были встречены.

В отчетный период изучена возможность дополнительного извлечения из «песка» фракции - «концентрата» Cu и Zn, распространенным промышленным методом - магнитной сепарацией. В ходе петрографического исследования установлено, что для наблюдаемых в «песке» минералов характерна низкая стехиометричность, обусловленная спецификой генезиса шлака. Проявление этого качества, в частности, иллюстрируется выполненным измерением значения точки Кюри для магнитной фракции песка (рисунок 19), сравнительно со стехиометричным магнетитом Абаканского месторождения (рисунок 20). Заметное присутствие в магнетитах «песка» примесей Zn и Al существенно изменяет картину достижения точки Кюри в магнетите «песка» сравнительно с магнетитом Абаканского месторождения.

Как следствие специфических свойств магнитной составляющей минералов «песка» выход магнитной фракции (48 кА/м) - 83%, слабомагнитной – 11%, немагнитной – около 6 % (таблица 9). При этом в магнитную фракцию увлекается подавляющая часть материала «песка».

В результате выполненного исследования сделан вывод, что разделение «песков» СУМЗ на магнитную и немагнитную фракции затруднительно. Нами не наблюдается обогащение какой-либо из фракций магнитности Cu или Zn (таблица 10). Сделан вывод: разделение «технических песков» СУМЗ методом магнитной сепарации с целью дифференцировать материал по содержанию Zn и Cu не эффективно.

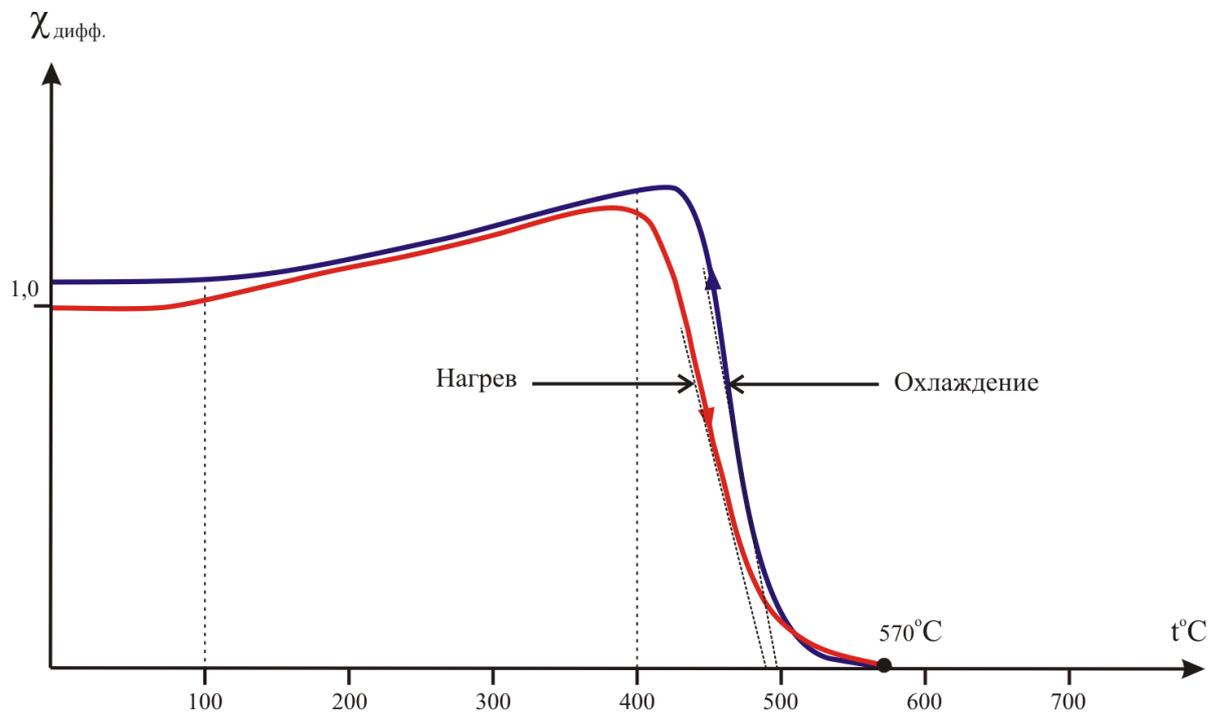


Рисунок 19 - Достижение точки Кюри для магнитной фракции «песка»

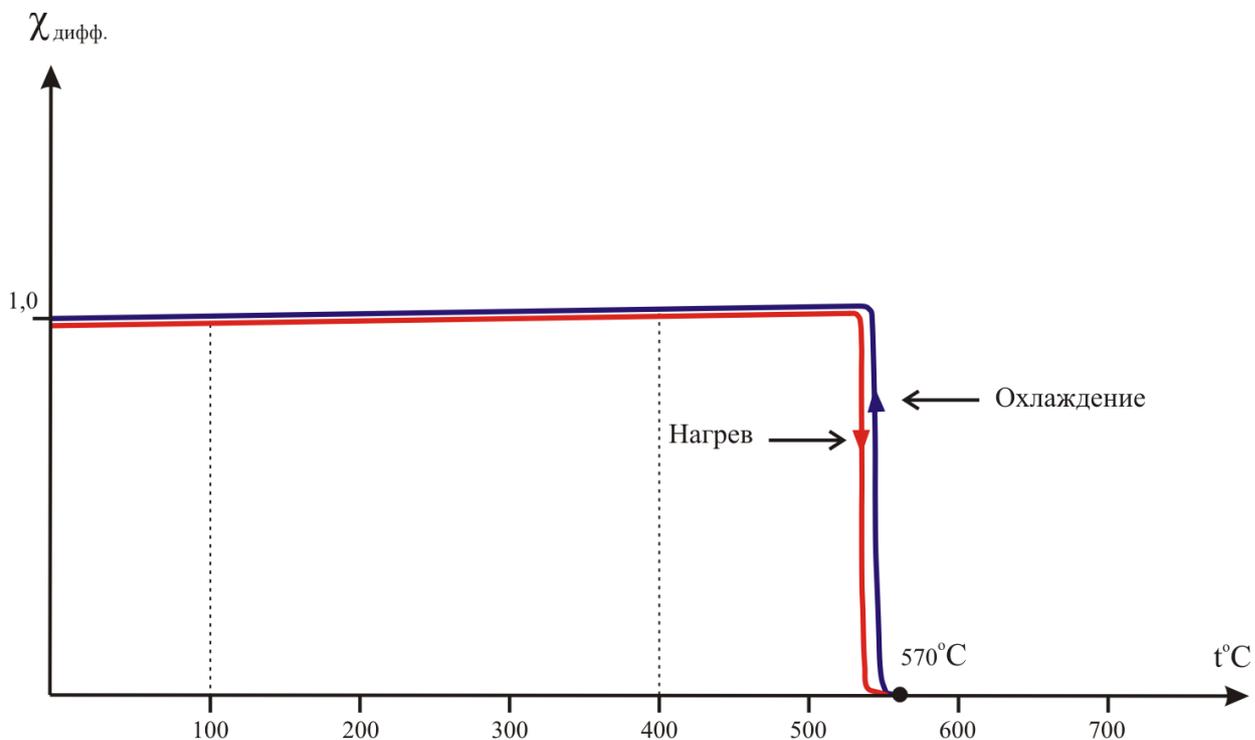


Рисунок 20 - Достижение точки Кюри для магнетита Абаканского месторождения

Выводы:

- Специфика условий формирования шлака ограничивает возможности метода магнитной сепарации в получении концентрата Cu и Zn.

- Необходима разработка комплексных способов извлечения ценных компонентов шлака. Следует учитывать, что Cu заключена в сульфидах и интерметаллидах, как следует из петрографического исследования [55]. Извлекаемость Zn из силикатов путем выщелачивания ранее нами подтверждена в эксперименте.

- Целесообразна разработка методов утилизации остатка - после извлечения Cu и Zn выщелачиванием, путем размещение его в природные ландшафты.

- Ранее полученные наблюдения продемонстрировали возможность использование «песка» в агрохимических целях. В порядке разработки этого направления, с привлечением биологов, нами заложен, и получены первые результаты, эксперимент по размещению продукта переработки медеплавильного шлака непосредственно в лесной биогеоценоз.

Таблица 9 - Результаты разделения «песка» СУМЗ методом магнитной сепарации

Фракция	Напряжённость магнитного поля, кА/м	Масса, г	Выход, %
Магнитная	48	119.52	83.27
Слабомагнитная	200	15.57	10.85
Немагнитная	0	8.44	5.88
Всего		143.53	100.00

Таблица 10 - Результаты химического анализа фракций различной магнитности «песка».

Фракция	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cu	Zn	Pb	As	Feобщ
Исходный «песок»	32.4	2.9	0.04	4.39	0.98	0.05	0.18	1.17	0.06	0.07	35.5
Магнитная	32.4	3.1	0.04	4.54	1.01	0.05	0.19	1.20	0.07	0.07	37.8
Слабомагнитная	35.2	3.3	0.04	5.15	1.28	0.06	0.15	1.36	0.07	0.06	34.8
Немагнитная	37.2	3.9	0.05	5.01	1.71	0.07	0.24	1.20	0.07	0.05	33.1

## 5.2 Условия формирования техногенного режима подземных вод

Проведены исследования по разработке теоретических и методических основ изучения условий формирования техногенного режима подземных вод, разработка методов изучения и прогнозирования гидрогеологических и гидрохимических процессов в массивах горных пород для обеспечения промышленной и экологической безопасности в

строительстве и горном деле для территорий Урала, Западной и Восточной Сибири, а также для Северо-Запада России.

Разработаны научно-методические основы прогноза водопритоков в горные выработки и техногенных изменений при разведке, эксплуатации и ликвидации горных предприятий на основе геофильтрационных и геомиграционных моделей для геоэкологических условий в природных системах Урала и Восточной Сибири.

Также успешно проведены развернутые исследования для гидрогеологического и гидрохимического обоснования экологически безопасной рекультивации горных предприятий Южного Урала и Европейской части России.

В ходе исследований использовались отечественные программные комплексы для выполнения гидродинамических и гидрохимических расчетов, моделирования геофильтрации и миграции химических элементов в подземных водах. Программы освоены и в полной мере применяются при научных и прикладных исследованиях. В частности, при обосновании дренажа карьерных и шахтных полей, определения экологически безопасных условий ведения горных работ и прогнозе подтопления земной поверхности при отработке карьеров, шахт и котлованов.

В результате НИР выявлено, что Арктические районы ЯНАО в силу прежней и сегодняшней антропогенной деятельности отличаются различной степенью загрязненности территории [58]. Зоны и локальные участки бывшего хозяйственного использования стали очагами загрязнения и нарушения естественного состояния подземных и поверхностных вод (таблица 11). Научно-методически обоснован прогноз развития экологической ситуации при дальнейшем освоении региона, а также предложены методы контроля за состоянием водных объектов.

Определено, что локальное антропогенное воздействие на гидросферу обусловлено особенностью региональной динамики подземных вод эоцен-четвертичного водоносного комплекса. Формирование элементарных участков стока с небольшими расстояниями миграции загрязнений предопределяет достаточную степень геоэкологической устойчивости геосистемы к комплексным техногенным воздействиям.

Таблица 11 - Массопотоки нефтепродуктов по рекам Пур, Надым и Таз

Водный объект	Площадь водосбора, (м <sup>2</sup> )	Поверхностный сток на участке м <sup>3</sup> /год	Среднее содержание нефтепродуктов мг/дм <sup>3</sup>	Вынос нефтепродуктов, ×10 <sup>3</sup> т/год	Удельные Массопотоки, т/год·км <sup>2</sup>
Пур	111.9×10 <sup>9</sup>	24.9×10 <sup>9</sup>	0.33	8.22	0.07
Надым	64.0×10 <sup>9</sup>	14.97×10 <sup>9</sup>	0.30	4.94	0.08

Таз	$150.0 \times 10^9$	$34.7 \times 10^9$	0.42	14.57	0.097
Итого:	$325.9 \times 10^9$	$74.57 \times 10^9$	0.35	26.1	0.08

Предложена теоретическая основа возможности оценки степени гидрогеоэкологической устойчивости питьевого эоцен-четвертичного водоносного комплекса, что позволяет принимать управленческие решения по поддержанию ресурсов и качества подземных вод Округа на приемлемом уровне, обеспечивающем их использование в течение неограниченного времени [60].

Выявлены и количественно определены основные закономерности формирования и трансформации подземных и поверхностных вод при разведке и эксплуатации крупнейшего в России месторождения платины «Викша» (Республика Карелия). Проведена детализация строения и фильтрационных характеристик гидрогеологического массива на участке проектируемых горных выработок (рисунок 21). Определены основные факторы, влияющие на качество подземных вод при проведении разведочных работ на данном месторождении.

Совместно с Институтом геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, произведена оценка современных гидрогеохимических условий подземных вод надсоляной толщи территории Соликамского района, расположенной в северной части Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС) в Пермском крае [61]. На основании пространственных закономерностей распространения различных химических типов подземных вод терригенно-карбонатной толщи, проведено предварительное районирование исследуемой территории по химическому составу и степени загрязнения подземных вод (рисунок 22). Дана оценка массопотоков основных химических элементов подземных вод в местах техногенного загрязнения.

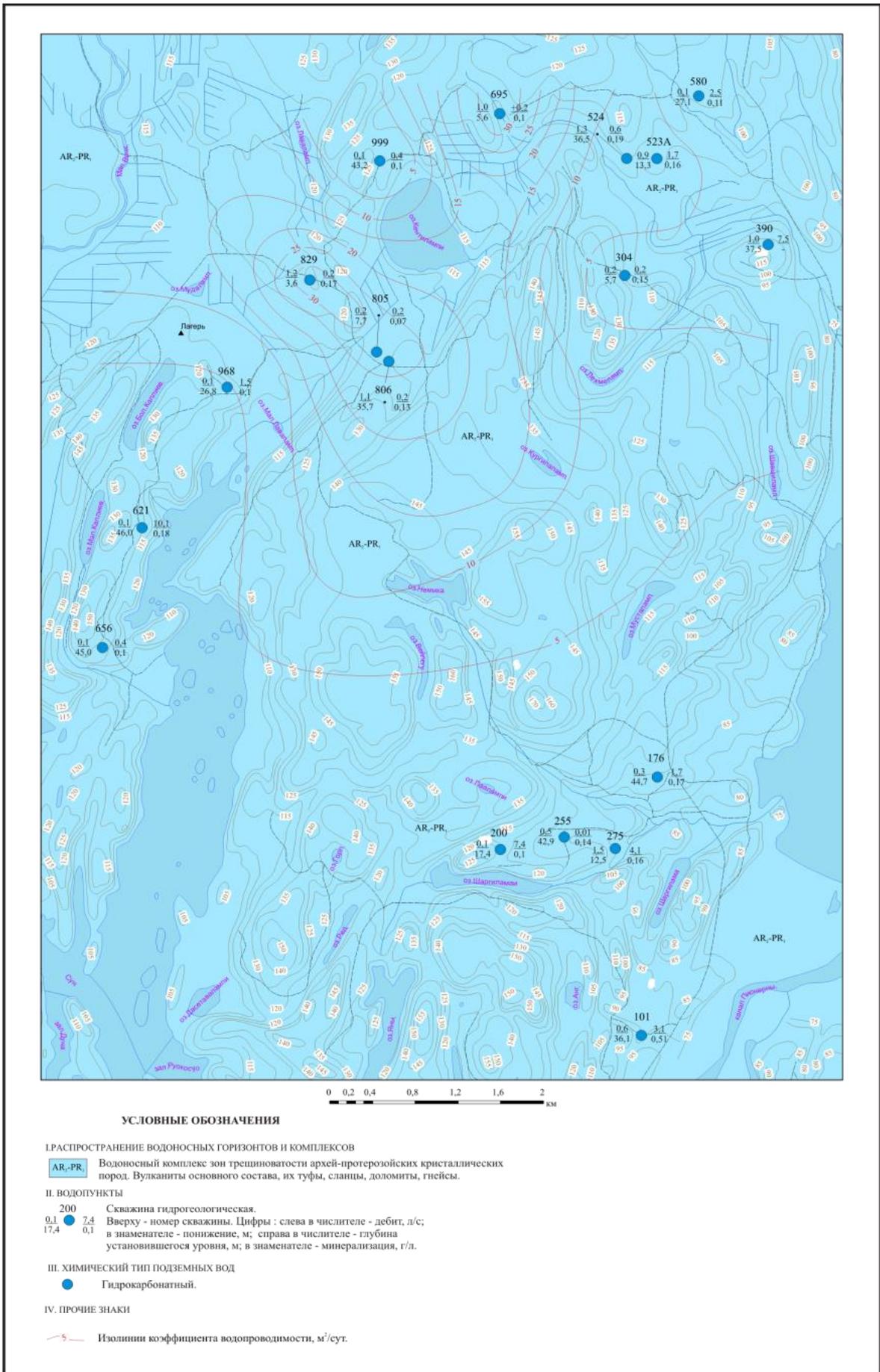


Рисунок 21 - Гидрогеологическая карта месторождения «Викша»



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В первый год исследований по теме «Коллизионные и постколлизионные рудобразующие процессы внутриплитных мобильных поясов» получены хорошие результаты. В качестве основных отметим следующие:

- завершено исследование весьма специфического золото-редкометалльно-редкоземельного оруденения в хлорит-карбонатных метасоматитах Карабашского гипербазитового массива на Южном Урале. Разработаны и представлены геотектоническая и флюидная модели формирования оруденения этого типа;

- выявлена структурная позиция и предложена генетическая модель формирования Тамуньерского золото-полиметаллического месторождения - типового объекта тамуньерского литолого-стратиграфического уровня Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса Тагильской мегазоны. Выделены перспективные участки для постановки поисковых работ на флангах месторождения;

Уточнен вещественный состав рудоносных аргиллизитов Михеевского и Гумешевского месторождений, изучены морфология, состав благородных металлов (преимущественно золота), выявлены (иногда – впервые) новые сопутствующие минеральные фазы. Результаты исследований позволяют уверенно предположить связь благороднометалльной минерализации не столько с порфировым, сколько с эпитермальным процессом, возможно значительно оторванным по времени.

Полученные данные могут быть использованы как при дальнейшей отработке месторождений (Гумешевское), так и служить одним из поисковых критериев месторождений этого типа.

Зональность распределения карбонатов в околорудных породах Сафьяновского месторождения соответствует зональности уральского типа, отмеченной на некоторых колчеданных месторождениях Южного Урала [18], в околорудной части карбонаты представлены более железистыми разностями, а в центральной части рудопроводящего канала встречается флюорит (уральский тип). Особенностью Сафьяновского месторождения является присутствие нескольких разностей карбонатов в околорудных породах, что может свидетельствовать о нестабильных условиях кристаллизации в процессе гидротермальной активности [18]. Обнаруженная структура сафьяновского флюорита может указывать на близповерхностные условия его образования, а его возраст соответствует постколлизионному этапу уральской складчатой системы.

Исследования Sm-Nd- и Rb-Sr изотопных составов рудных ниобиевых минералов группы пирохлора ильмено-вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса (ИВК) свидетельствуют о едином источнике вещества пород 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)-оксикальциопироклор, севит I, Потанинское месторождение). При этом источник вещества по составу соответствует умеренно деплетированному мантийному источнику. Эти данные в совокупности с результатами датирования [20-24] подтверждают, что процессы карбонатитообразования и редкометалльного рудообразования происходили на раннем этапе становления ИВК и связаны с функционированием щелочно-карбонатитовой магматической системы.

Пироклоры ИВК поздней карбонатитовой стадии (Sr-REE-фторкальциопироклоры) показывают более широкие вариации начальных изотопных составов Nd и Sr ( $\epsilon\text{Nd}_{425} = -1.54\dots+4.69$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{425} = 0.70340-0.70459$ , севит II, Вишневогорское и Потанинское мест-я), что может быть связано с многостадийностью процессов рудообразования и поступлением новых порций расплавов-флюидов и рудообразующего вещества на заключительных этапах формирования Nb-месторождений, а также с процессами перекристаллизации рудных минералов и пород на коллизионном этапе становления ИВК.

В строении мантийных ультрамафитов складчатых областей принимают участие три генетических типа дунитов: 1) продукты частичного плавления мантийного пиролита, 2) продукты синкинематической метаморфической дифференциации гарцбургитов, 3) продукты реакции габброидов с гарцбургитами. Приуроченность первых к орогенным ультрамафитам, остальных – к офиолитам свидетельствуют о разной геодинамической обстановке формирования дунитов и связанных с ними хромитовых концентраций: уникальные месторождения высокохромистых руд залегают в орогенных ультрамафитах, многочисленные мелкие рудопроявления среднехромистых руд – в офиолитах.

Изучен состав хромитовых руд северной и южной частей Алапаевского массива. Руды различаются по составу, хромиты южной части имеют высокохромистый состав и тенденцию к увеличению железистости, северной части – среднехромистый с тенденцией к увеличению хромистости. Руды различаются по рассчитанным температурам формирования, текстурным и структурным характеристикам. Руды северной части формировались раньше при более высоких температурах (1200-1250 °C), южной – более низких (950-1000 °C).

Исследования 2018 года вносят существенный вклад в теорию рудообразования.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Замятина Д.А., Мурзин В.В., Молошаг В.П., Варламов Д.А., Замятин Д.А., Ким Л.П., Горева А.А., Викентьев И.В. Минералогия, геохимия и физико-химические условия формирования Тамуньерского золоторудного месторождения, Северный Урал // Литосфера. - 2014. - N 6. – С. 102-117.
- 2 Замятина Д.А., Мурзин В.В., Гараева А.А. Флюидный режим формирования Тамуньерского золотосульфидного месторождения (Северный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. - 2015. - N 6. – С. 3-6.
- 3 Замятина Д.А., Мурзин В.В. Источники вещества и флюида при формировании золото-сульфидного оруденения Ауэрбаховского вулcano-плутонического пояса на Северном Урале // Литосфера. - 2016. - N 1. - С. 169–177.
- 4 Замятина Д.А., Мурзин В.В. Источники вещества и рудоносного флюида при формировании Тамуньерского золото-сульфидного месторождения, Северный Урал // Доклады Академии наук. – 2018.- Т. 478. - N 4. – С. 456-458.
- 5 Знаменский С. Е., Знаменская Н. М. Рудовмещающие трансенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Южного Урала // Литосфера. - 2011. - N 1. - С. 94-105.
- 6 Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Притчин М.Е. Тектоническая позиция золотого оруденения горы Карабаш (Южный Урал): по результатам изучения малых структурных форм // Литосфера. - 2016. - N 4. - С. 79-91.
- 7 Князева Л.Н., Ефанова Н.В. Геологическая карта Урала, масштаб 1:50000. Листы Р-41-97-А, Р-41-97-В, Р-41-109-А, Р-41-109-В и западные половины листов Р-41-97-Б, Р-41-97-Г, Р-41-109-Б, Р-41-109-Г. Отчет Вижайской геолого-съёмочной партии Северной экспедиции за 1959 - 1965 годы. – Ивдель, 1966. - 909 с.
- 8 Ковригина Е. К., Лебедева Е.А., Сай Т.С. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1: 1 000 000 (третье поколение), лист Р-41. Ивдель. – СПб: ФГУП ВСЕГЕИ, 2005.
- 9 Мурзин В.В., Варламов Д.А., Пальянова Г.А. Условия образования золотоносных магнетит-хлорит-карбонатных пород Карабашского массива гипербазитов (Южный Урал) // Геология и геофизика. - 2017. - Т. 58. - N.7. - С. 1006-1020.
- 10 Ожерельева А. В., Арифупов Ч. Х., Арсентьева И. В. Золотоносность Ауэрбаховского вулcano-плутонического пояса (Северный, Приполярный, Полярный Урал) // Отечественная геология. – 2014. - N 2. – С. 4-19.

- 11 Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. - 1993. - N 4. - С. 56–65.
- 12 Murzin V., Chudnenko K., Palyanova G., Kissin A., Varlamov D. Physicochemical model of formation of gold-bearing magnetite-chlorite-carbonate rocks at the Karabash ultramafic massif (Southern Urals, Russia) // Minerals. – 2018. - Vol 8 – N 7. - P. 306.
- 13 Woodcock N.H., Fisher M. Strike-slip duplexes // J. Struct. Geol. - 1986. - Vol 8. - N 7. - P. 725–735.
- 14 Егоров С.А. Проект на поисковые и оценочные работы на рудное золото на Тамуньерском участке. - Екатеринбург, 2008. - 30 с. (Фондовая)
- 15 Сорока Е.И., Притчин М.Е., Лютое В.П., Галахова О.Л. Магнетитовая минерализация околорудных пород Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Записки РМО. - 2016. - N 2. - С. 96-109.
- 16 Сорока Е.И., Притчин М.Е., Зайцева М.В., Стрелецкая М.В., Сафина Н.П. Sm-Nd изотопия флюорита Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2018). - 2018. - Сыктывкар: Геопринт. – С. 203-204.
- 17 Глухов Ю. В., Лютое В. П., Сорока Е. И., Притчин М. Е. Кислородсодержащие дефекты в спектрах рентгенолюминесценции флюорита Сафьяновского медноколчеданного месторождения и их типоморфное значение // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2018. - N 8. – С. 34-38.
- 18 Медноколчеданные месторождения Урала: условия формирования / В.А. Прокин, И.Б. Серавкин, Ф.П. Буслаев и др. - 1992. - Екатеринбург: УрО РАН. - 305 с.
- 19 Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. - СПб: Наука. - 2004. - 174 с.
- 20 Краснобаев А.А., Русин А.И., Вализер П.М., Бушарина С.В. Цирконология кальцитовых карбонатитов Вишневогорского массива (Южный Урал) // Доклады Академии наук. - 2010 а. - Vol 431. - N 3. - С. 382-385.
- 21 Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н., Медведева Е.В. Цирконология амфиболовых миаскитов Ильменогорского массива (Южный Урал) // Доклады Академии наук. - 2010 б. - Vol 430. - N 2. - С. 227-231.
- 22 Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н. и др. Цирконология пегматитов Ильменских гор // Доклады Академии наук. - 2014. - Vol 457. - N 4. - С. 455.
- 23 Недосекова И.Л., Беяцкий Б.В. Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Ю. Урал): изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Lu-Nf данные // ДАН. - 2012. - Vol 446. - N 1. - С. 71-76.

- 24 Недосекова И.Л., Белоусова. Е.А., Беляцкий Б.В. U-Pb-возраст и Lu-Hf изотопные системы цирконов Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса, Ю. Урал // Литосфера. - 2014. - N 5. - С. 19-32.
- 25 Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. - 1997. - Vol 385. - P. 219–229.
- 26 Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann Rev Earth Planet Sci. - 1986. – Vol 14. - P. 493–571.
- 27 Den Tex E. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: A contribution to the discussion of the paper «The origin of ultramafic and ultrabasic rocks», by P.J. Wyllie // Tectonophysics. - 1969. - Vol 7. - P. 457-488.
- 28 Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. - М.: Недра, 1981. - 584 с.
- 29 Kelemen P., Dick H.J.B., Quick J. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction on the upper mantle // Nature. - 1992. - Vol 358. - P. - 635-641.
- 30 Van der Wal D., Bodinier J-L. Origin of the recrystallization front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow // Contrib. Mineral. Petrol. - 1996. - Vol 122. - P. 387-405.
- 31 Barth M.G., Mason P.R.D., Davies G.R., Dijkstra A.H., Drury M.R. Geochemistry of the Othris Ophiolite, Greece: Evidence for Refertilization? // J. Petrol. - 2003. - Vol 44. - N 10. - P. 1759-1785.
- 32 Lenoir X., Garrido C. J., Bodinier J.-L. et al. The Recrystallization Front of the Ronda Peridotite: Evidence for Melting and Thermal Erosion of Subcontinental Lithospheric Mantle beneath the Alboran Basin // J. Petrol. - 2001. - Vol 42. - N 1. - P. 141-158.
- 33 Dijkstra A.H., Barth M.G., Drury et al. Diffuse porous melt and melt-rock reaction in the mantle lithosphere at a slow-spreading ridge: A structural petrology and LA-ICP-MS study of the Othris Peridotite Massif (Greece) // Geochemistry, Geophysics, Geosystem. - 2003. - Vol 4. - P. 24.
- 34 Le Roux V., Bodinier J.-L., Tommasi A., Alard O. et al. The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle // Earth Planet. Sci. Let. - 2007.- Vol 259. - P. 599–612.
- 35 Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. - Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. - 310 с.
- 36 Takazawa E., Frey F. A., Shimizu N., Obata M. Whole rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): Are they consistent with a partial melting process? // Geochim. Cosmochim. Acta. - 2000. - Vol 64. - N 4. - P. 695-716.

- 37 Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and genesis of tholeiitic basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1980. - Vol 73. - N 3. - P. 287-310.
- 38 Gaetani G.A., Grove T.L. The influence of water on melting of mantle peridotite // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1998. - Vol 131. - P. 323-346.
- 39 Niida K, Green D.H. Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyroxenite under upper mantle conditions // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1999. – Vol 135. - P. 18-40.
- 40 Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // *Chemical Geology.* - 1994. - Vol 113. - P. 191-204.
- 41 Downes H. Formation and Modification of the Shallow Sub-continental Lithospheric Mantle: a Review of Geochemical Evidence from Ultramafic Xenolith Suites and Tectonically Emplaced Ultramafic Massifs of Western and Central Europe // *J. Petrol.* - 2001. - Vol 42. - N 1. - P. 233-250.
- 42 Niu Y. Bulk-rock Major and Trace Element Compositions of Abyssal Peridotites: Implications for Mantle Melting, Melt Extraction and Post-melting Processes Beneath Mid-Ocean Ridges // *J. Petrol.* - 2004. - Vol 45. - N 12. - P. 2423–2458.
- 43 Palme H., Nickel K.G. Ca:Al ratio and composition of the Earth, upper mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 1985. - Vol 49. - N 10. - P. 2123-2132.
- 44 Frey F.A., Suen C.J., Stockman H.W. The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 1985. - N 49. - P. 2469-2491.
- 45 Falloon T.J., Green D.H. Anhydrous partial melting of MORB pyroxenite and other peridotite compositions at 10kb: implications for the origin of primitive MORB glasses // *Mineral Petrol.* - 1987. - Vol 37. - P. 181-219.
- 46 Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle? continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* - 1988. - Vol 90. - P. 297-314.
- 47 Ringwood A.E. Phase transformation and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* - 1991. - N 55. - P. 2083-2110.
- 48 Allegre C.J., Poirier J.P., Humler E., Hoffman F.W. The chemical composition of the Earth // *Earth Planet Sci Lett.* - 1995. - Vol 134. - P. 515-526.
- 49 McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. - Vol 120. - P. 223-253.
- 50 Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Савельев А.А., Савельева Г.Н. Войкаро-Сыньинский массив. - Новосибирск: Наука, 1977. - С. 60-91.

- 51 Bonatti E., Ottonello G., Hamlyn P.R. Peridotites from the island of Zabargad (St. John), Red Sea: Petrology and geochemistry // *J. Geophys. Res.* - 1986. - Vol 91. - P. 599-631.
- 52 Barth M.G., Mason P.R.D., Davies G.R., Drury M.R. The Othris Ophiolite, Greece: A snapshot of subduction initiation at a mid-ocean ridge // *Lithos.* - 2008. - Vol 100. - P. 234-254.
- 53 Loney R.A., Himmelberg G.R., Coleman R.G. Structure and petrology of the alpine-type peridotite at Burro Mountain, California, U.S.A. // *J. Petrol.* - 1971. - Vol 12. - Part 2. - P. 245-309.
- 54 Альпинотипные гипербазиты Урала // Информационные материалы. - Свердловск: УНЦ РАН, 1991. - 63 с.
- 55 Ковязин С.В., Симонов В.А., Фомина Л.Н. Термобарометрические критерии хромитоносности гипербазитов // *Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах.* - Иркутск, 1990. - С. 187-190.
- 56 Кутолин В.А., Агафонов Л.В. О составе верхней мантии в связи с относительной устойчивостью ультраосновных нодулей // *Геология и геофизик.* - 1978. - N 5. - С. 3-13.
- 57 Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complex // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1979. Vol 69. - P. 329-336.
- 58 Иванов Ю.К., Ястребов А.А., Бешенцев В.А. Прогноз развития контаминационных процессов в условиях криолитозоны // *Литосфера.* - 2008. - N 6. - С. 82-86.
- 59 Котельникова А.Л., Рябинин В.Ф. Особенности вещественного состава и перспективы использования отходов вторичной переработки отвальных медеплавильных шлаков // *Литосфера.* - 2018. - Vol 18. - N 1.
- 60 Ястребов А.А., Иванов Ю.К. Гидрогеоэкологическая оценка состояния пресных вод Надым-Пурской и Пур-Тазовской нефтегазоносных провинций Ямало-Ненецкого автономного округа в связи с интенсивной разработкой месторождений углеводородов // *Литосфера.* - 2018. - Vol 18. - N 1. - С. 140-144.
- 61 Ястребов А.А., Мамаев Ю.А., Иванов Ю.К. Гидрогеохимические особенности распространения подземных вод Соликамского района Пермского края // *Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология.* - 2018. - N 3. - С. 65-71.

## Приложение А

1 Murzin V., Chudnenko K., Palyanova G., Kissin A., Varlamov D. Physicochemical model of formation of gold-bearing magnetite-chlorite-carbonate rocks at the Karabash massif of ultramafic rocks (Southern Urals, Russia) // Minerals. – 2018. Vol 8. N 7. - : 306. DOI: 10.3390 / min807030

2 Plotinskaya O.Y, Azovskova O.B, Abramova S.S., GroznovaaE.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratte J. Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting // Ore Geology Reviews. – 2018. - N 94. - P 239-260.

3 Замятина Д.А., Мурзин В.В. Источники вещества и рудоносного флюида при формировании Тамуньерского золото-сульфидного месторождения (Северный Урал) по изотопным данным // Доклады Академии наук. - 2018. - Vol 478. - N 4. - С. 456-458. DOI: 10.7868/S0869565218040175.

4 Котельникова А. Л., Рябинин В. Ф. Особенности вещественного состава и перспективы использования отходов вторичной переработки отвальных медеплавильных шлаков // Литосфера. - 2018. - N 1. - С. 133-139.

5 Ястребов А. А., Иванов Ю. К. Гидрогеоэкологическая оценка состояния пресных вод Надым-Пурской и Пур-Тазовской нефтегазоносных провинций Ямало-Ненецкого автономного округа в связи с интенсивной разработкой месторождений углеводородов // Литосфера. 2018. - N 1. - С. 140-144.

6 Soroka E.I., Leonova L.V., Anphimov A.L. Apatite shells of the devonian foraminifers (Safyanovsky copper-sulphide deposit, Middle Ural) // News of the Ural State Mining University. – 2018. - N 3. - P 34-39. DOI 10.21440/2307-2091-2018-3-34-39

7 Глухов Ю.В., Лютоев В.П., Сорока Е.И., Притчин М.Е. Кислородсодержащие дефекты в спектрах рентгенолюминесценции флюорита Сафьяновского медно-колчеданного месторождения и их типоморфное значение // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. - 2018. - N 8. - С. 34-38. DOI: 10.19110/2221-1381-2018-8-34-38

8 Недосекова И.Л., Коротеев В.А., Беляцкий Б.В., Шарыгин В.В., Лепехина Е.Н., Прибавкин С.В. U-Pb датирование рудных ниобиевых минералов группы пироклора (ильмено-вишневогорский карбонатит-миаскитовый комплекс, Южный Урал) // Литосфера. – 2018. Vol 18. – N 5. - P 758-773.

9. Ястребов А.А., Мамаев Ю.А., Иванов Ю.К. Гидрогеохимические особенности распространения подземных вод Соликамского района Пермского края // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2018. - N 3. - P 65-71.

10 Мурзин В.В., Варламов Д.А. Химический состав самородного золота в магнетитовых рудах Каганского ультрабазитового массива (Ю. Урал) // Ежегодник-17, Труды ИГГ УрО РАН. Vol 165. - Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. - С

11 Поленов Ю. А., Огородников В. Н. Хрусталеносные кварцевые жилы Светлинского месторождения пьезокварца (Южный Урал) // Вестник УрО РМО. – 2018. - N 15. – С 96-105.

#### Статьи в сборниках, материалы конференций

12 Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Мошев С.И., Байрамгалина Л.Н. Висмутовая и урановая минерализация на глубоких горизонтах Гумешевского месторождения, Средний Урал // Материалы XII межрегиональной научно-практической конференции «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий». - Уфа, 2018. – С 218-220.

13 Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н. Карбонатиты и генезис «гранулированного» кварца уфалейского метаморфического комплекса // Материалы научной конференции: VII Чтения памяти член-корреспондента РАН С.Н. Иванова. - Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. – С 136-139.

14 Азовскова О.Б., Ровнушкин, М.Е., Сорока Е.И. (2018). Новые данные по составу и условиям залегания дайкового комплекса Воронцовского АУ-рудного месторождения // Материалы научной конференции: VII Чтения памяти член-корреспондента РАН С.Н. Иванова. - Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. – С 11-13.

15 Гараева А.А., Калистратова Е.О., Крупенин М.Т. Особенности состава метаморфогенных флюидов в процессе формирования апокарбонатных тальцитов (Белорецкая тальконосная провинция, Южный Урал) // Материалы XVIII Всероссийской конференции по термобарогеохимии. - Москва: Минералогический Музей им. А.Е. Ферсмана РАН, 2018. – С. 34-36.

16 Глухов Ю.В., Сорока Е.И., Лютоев В.П., Притчин М.Е. Кислородные центры во флюорите Сафьяновского медно-колчеданного месторождения – метка генетической связи рудоносных гидротерм с поверхностными водами // Всеросс. науч. конф. «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2018)». - Сыктывкар: Геопринт, 2018. - С 27-29.

17 Замятина Д. А. Генетическая модель формирования Тамуньерского золоторудного месторождения, Северный Урал // Новое в познании процессов рудообразования: VIII Росс. Мол. науч.-практ. Школа. - Москва, 26-30 ноября 2018 г. - Сб. материалов. - Электрон. дан. - М.: ИГЕМ РАН, 2018. – С 152-155.

18 Карасёва Е.А. Геммологические особенности демантоида Полдневского месторождения (Средний Урал) // Уральская минералогическая школа – 2018. «XXIV Всеросс. науч. конф. студентов, аспирантов, научных сотрудников и преподавателей ВУЗов геологического профиля по проблемам минералогии, петрографии и минерагении Уральского региона и сопредельных территорий Урала, а также общим вопросам минералогии». - Екатеринбург, 2018. – С 72-74.

19 Кисин А.Ю. Блоковая складчатость земной коры // Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее (к 100-летию МГРИ–РГГРУ). Текст]: мат-лы Межд. Науч.-практ. Конф. / Росс. Гос. геологоразведочный ун-т им. С. Орджоникидзе (МГРИ–РГГРУ). В 2 т. Т. 1 / ред. коллегия: В.А. Косьянов, В.В. Куликов, О.С. Брюховецкий. – М.: Изд-во НПП «Фильтроткани», 2018. – С 30-31.

20 Кисин А.Ю. Структурная позиция камнесамоцветной минерализации гранито-гнейсовых комплексов Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Сб. ст. / 12-я Межрег. науч.-практ. конф. - Уфа, 21–23 мая, - г. Спб: Свое изд-во. 2018. - С 342-343.

21 Кисин А.Ю. Тектонические «псевдогальки» - индикаторы квазипластического течения пород. VII Чт-я пам. член.-корр. РАН С.Н. Иванова. Мат-лы Всерос. Науч. конф., посв. 70- летию основания УрО РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. - С 100-102.

22 Недосекова И.Л., Шарыгин В.В., Прибавкин С.В. Особенности состава и эволюция минералов группы пироклора Ильмено-Вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса (Южный Урал) // Уральская минералогическая школа – 2018, XXIV Всеросс. науч. конф. студентов, аспирантов, научных сотрудников и преподавателей ВУЗов геологического профиля по проблемам минералогии, петрографии и минерагении Уральского региона и сопредельных территорий Урала, а также общим вопросам минералогии. - Екатеринбург, 2018. - С 118-122.

23 Сорока Е.И., Притчин М.Е., Зайцева М.В., Стрелецкая М.В., Сафина Н.П. Sm-Nd изотопия флюорита Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Всеросс. науч. конф. «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2018)». - Сыктывкар: Геопринт, 2018. - С. 203-204.

24 Сорока Е.И., Притчин М.Е. Геохимические особенности жильных карбонатов Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Сб. мат-лов «Девятнадцатые всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова (1950-1993 г.г.)». - Миасс, 15-17 ноября 2018 г. - С. 49-55.

25 Ястребов А.А., Мамаев Ю.А., Иванов Ю.К. Hydrogeochemistry of Groundwater in the Northern Part of the Verkhnekamsk Potassium Salt Deposit (VKPSD) in the Perm Krai of the Russian Federation // AEG/IAEG Annual Meeting in San Francisco, California, USA, September 15-23. - 2018.

26 Soroka E., Leonova L., Pritchins M., Maidl T. Fossil Algae as Indicators of the Depositional Environment // Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2017: Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources. - Filodiritto International Proceedings, Bologna, Italy. - P 320-324. [http://apps.webofknowledge.com/full\\_record.do?product=WOS&search\\_mode=OneClickSearch&qid=14&SID=D6TGsnt197Vyp6dY2y2&page=5&doc=43](http://apps.webofknowledge.com/full_record.do?product=WOS&search_mode=OneClickSearch&qid=14&SID=D6TGsnt197Vyp6dY2y2&page=5&doc=43)

27 Zamiatina D.A., Pankryshina E.A., Murzin V.V., Garaeva A.A. A content of ore-forming fluid of the Tamunier deposit (Northern Ural, Russia) // XIII Georaman conference. - Catania, Italy. – 2018.

28 Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Сорока Е.И. (2018) Дайки Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). Вестник УрО РМО, 15, 5-14.