# ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ИГЕМ РАН)

На правах рукописи

Блоков Вячеслав Игоревич

# Геологические и геохимические условия локализации Воронцовского золоторудного месторождения.

Специальность 1.6.10 Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых; минерагения

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

> Научный руководитель доктор геолого-минералогических наук Викентьев Илья Владимирович

# Оглавление

Введение	.4
Глава 1. Краткий очерк геологического строения района	.9
1.1. История изученности	.9
1.2. Краткий очерк геологии района	3
1.3. Стратиграфия	4
1.4. Тектоника1	5
1.5. Полезные ископаемые	8
1.6. Геологическое строение и структурная позиция Воронцовского месторождения 1	9
Глава 2. Региональные геохимические поля и контроль оруденения	25
2.1. Методика многоцелевого геохимического картированиямасштаба1:1 000 0002	26
(МГХК - 1000)	26
2.2. Региональные геохимические поля района	28
2.3. Выделение комплексных моно- и полиэлементных аномалий	29
2.4. Прогнозно-геохимическая карта	35
2.5.Геохимические особенности геологических комплексов и рудных объектов	38
2.6. Геохимическая характеристика Воронцовского рудного поля	10
Глава 3. Локальные геолого-структурные факторы и дайки Воронцовкого золоторудног	70
месторождения	51
3.1 Структурные факторы локализации руд	51
3.2. Дайки базитов и их соотношения с оруденением	52
3.3. Петрография	56
3.4. Петрогеохимия	57
3.5 Реконструкции источников вещества Воронцовского месторождения и оценки возраст	га
даек	)) 70
Глава 4. Руды Воронцовского золоторудного месторождения	'3
4.1 Вкрапленные и прожилково-вкрапленные полисульфидные и золото-пирит-реальгаровь руды в карбонатных брекчиях	ле 73
4.2. Тонковкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые руды в туфопесчаниках туфоалевролитах	и 79
4.3. Формы золота в гипогенных рудах	38
4.4. Сопоставление химического состава руд, в разной степени обогатимых	38
4.5. Собственные минералы золота	92
4.6. Стадии минералообразования в рудных телах Воронцовского золоторудной месторождения	го )0
4.7. Минералогия руд. Пещерное месторождение10	)1

Заключение	
ЛИТЕРАТУРА	
Приложение 1	115
Приложение 2	117
Приложение 3	

## Введение

Турьинско-Ауэрбаховский рудный район – старейший горнорудный район Урала, колыбель российской геолого-разведочной службы страны, здесь многие годы трудились титаны геологической науки: Е.С. Федоров, А.П. Карпинский и Д.С. Коржинский. Значительный, причем разнообразный рудный потенциал послужил основой создания крупнейших горнообогатительных и металлургических производств. Здесь с середины XVIII века были известны и активно отрабатывались (уже 265 лет) медноскарновые Турьинские рудники. Добыча золота началась с XVIII века. Основным объектом разработки являлись россыпи юрского, миоценового и четвертичного возраста, причем содержание золота в четвертичных россыпях возрастало при пересечении долинами рек юрских гравийно-галечных отложений. Кроме золота в россыпях имеется платина до 15% от количества золота. Ближе к водораздельной части Урала отрабатывались богатые платиновые россыпи верховьев р. Кытлым (Поповский Лог, Сев. Кытлым и др.). Установлены месторождение высокосортных бокситов Красная Шапочка и, вместе с ним, крупнейший на Урале Североуральскийбокситоносный район (СУБР); коры выветривания ультраосновных пород с промышленными содержаниями Со и Ni (Серовское месторождение силикатного никеля); крупное Серовское месторождение оолитовых Со-Ni-Crсодержащих железных руд, месторождения скарново-магнетитовых руд (Северо-Песчанское, Северо-Воронцовскоев западном экзоконтакте Ауэрбаховского массива и Ауэрбаховское – в его северной части) и развитые севернее – медных руд (Ново-Песчанское, Вадимо-Александровское, Никитинское, Фроловское); Валенторское Си-Zn-колчеданное и Галкинское Аu-колчеданнополиметаллическое месторождения. Воронцовское золоторудное месторождение было открыто в 1985 г., и генезис его не однозначен. Вклад магматогенно-гидротермального и метаморфогенногидротермального источников оценивается исследователями по-разному. Вследствие полной необеспеченности сырьем крупнейшего золото извлекательного предприятия ΗΠΟ "Полиметалл" – "Золото Северного Урала", остро стоит проблема совершенствования критериев прогнозирования Аu с выходом на новые золоторудные площади [Несис и др., 2020].

Актуальность. В последние десятилетия наиболее значимые золоторудные объекты были открыты в пределах Ауэрбаховскоговулкано-плутонического пояса, протягивающегося от Северного до Полярного Урала. Наиболее значимо здесь золото-сульфидное Воронцовское месторождение, относящееся к классу крупных, которое изучалось, начиная с 1990-х гг [Сазонов и др., 1991;Мурзин и др., 2010; Баранников и др. 2016; Викентьев и др., 2016; Мигzin et al., 2017]. К настоящему моменту природа золотоносности руд Воронцовского и сосседних скарновых месторождений недостаточно изучена, до конца не ясны взаимоотношения магматических, скарновых и гидротермальных процессов. Отсутствие единого взгляда на генезис Воронцовского золоторудного месторождения делает актуальным выяснение источника металлов, а также

механизмов и форм концентрации золота при формировании его руд. Также остается открытым вопрос о региональных факторах (включая тектонический, магматический, геохимический и др.), благоприятствующих образованию необычного для Урала, причем крупного, месторождения золота. Множественность его даек не исключает их косвенную связь с оруденением, однако геологические признаки неоднозначны, взаимоотношения трудно картируемы. К настоящему времени Воронцовское месторождение практически отработано. Отсутствие в районе поискового задела по золоту остро ставит проблему совершенствования критериев его прогнозирования, что невозможно без детальных исследований уже выявленных объектов.

Цель и задачи исследования. Основной целью исследования является выяснение геологических факторов локализации золотого оруденения Воронцовского золоторудного и соседних скарновых месторождений. Основными задачами являлись:

1. Выявление региональных геологических и геохимических особенностей Турьинско-Ауэрбаховского рудного района с акцентом на минералого-геохимическую характеристику Воронцовского рудно-геохимического узла;

2. Определение состава даек Воронцовского месторождения, выяснение геодинамической обстановки их формирования, определение возраста становления и взаимоотношений дайковых комплексов с оруденением;

3. Уточнение генезиса руд, изучение сульфидов, других рудных минералов и их срастаний, анализ форм нахождения Аи в рудах в связи с проблемой их обогатимости.

Фактический материал и методы исследования. Исследования проводились диссертантом во время обучения в аспирантуре ИГЕМ РАН в 2018-2020 гг. Материалом для выполнения работы послужили материалы автора по геологической документации керна скважин и уступов карьера месторождения, документации шлама буровзрывных скважин в богатых участках рудных тел; коллекции, собранные сотрудниками ИГЕМ РАН в ходе полевых работ 2005–2015 гг., а в 2017 и 2019 пополненные автором, а также предоставленные ИГиГУрО РАН пробы некоторых даек. Использованы штуфные образцы (125 шт.), большеобъемные пробы (для отбора циркона и др. минералов) 30 шт., образцы керна (80 шт.), пробы шлама буровзрывных скважин (43 шт.).

Для решения поставленных целей и задач были использованы следующие материалы:

1. Результаты полевых наблюдений (геологические соотношения разных типов пород, детальное описание керна скважин, обширные коллекции каменного материала, документация бортов карьера, геологические планы карьера разных лет, составленные при разведке и эксплуатации геологические разрезы);

2. Данные анализа 241 пробы (94 проб почв, 91 донных отложений и 56 проб коренных пород), отобранных во время проведения региональных геохимических работ МГХК – 1000, моно- и полиэлементные геохимические карты;

3. В основу структурных исследований легли порядка 60 замеров элементов залегания пород даек и контактов руд;

4. Результаты аналитических исследований: состав около 100 проб руд и пород определен методом рентгено-флуоресцентного (РФА) (аналитик А.И. Якушев, ИГЕМ РАН); более 400 проб – масс-спектрометрией с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) и атомноабсорбционным анализом (аналитик И.А. Пичугин, ИМГРЭ); 100 проб – полуколичественным спектральным анализом (ПКСА) – в лаборатории Бронницкой ГГЭ ИМГРЭ; часть проб даек – методом ICP-MS в ИГиГУрО РАН (аналитик Д.В. Киселева); использованы данные изотопных исследований свинца в сульфидах (ИГЕМ РАН, аналитик А.В. Чугаев), в рудах и в силикатных породах (ИГиГУрО РАН, М.В. Стрелецкая);

5. Оптические исследования выполнены автором на микроскопах OlympusBX51 и NikonEclipse E100 в 47 прозрачных и 55 полированных шлифах и запрессовках. Для определения химического состава минералов использовались растровые электронные микроскопы JSM5610LV, РЭММА-202М и Vega-3 Tescan с ЭДС (аналитики Н.В. Трубкин, М.С. Никольский, ИГЕМ РАН и Д.А. Варламов, ИЭМ РАН), а также рентгеновский микроанализатор JXA-8200 (ИГЕМ РАН, аналитики Е.В. Ковальчук, С.Е. Борисовский), а также метод LA-ICP-MS (ИГЕМ РАН, аналитик В.Д. Абрамова).

Аналитические данные для всех исследуемых комплексов обрабатывались по одному и тому же алгоритму, с использованием соответствующих решаемым задачам методами. Кроме того, применялись методы статистического анализа, проводившегося в программе STATISTICA. Достоверность результатов исследования обеспечена большим количеством проб и современными геохимическими и минералогическими методами, которые применялись в ходе выполнения работы.

#### Защищаемые положения

1. Месторождения золота, меди и железа Турьинско-Ауэрбаховского района контролируются разломными зонами северо-западного простирания. Воронцовское золоторудное месторождение отражено в литогеохимических аномалиях Au, As, Sb, Cu, Zn и Pb.

2. В пределах Воронцовского месторождения выявлены сближенные пучки девонских дорудных и каменноугольных пострудных базитовых даек. Изотопные составы свинца магматических пород и руд образуют на Pb-Pb диаграммах единый тренд, что отражает отдаленную генетическую связь оруденения с глубинными магмами.

3. Плохая обогатимость части руд Воронцовского месторождения связана с тонкодисперсным золотом в пирите и арсенопирите. В апокарбонатных рудах и в аргиллизитах золото концентрируется в арсенопирите (до 0.25 и 1.23 мас Au, соответственно), в апотерригенных рудах – в As-пирите (0.04-0.8 мас.%Au).

**Научная новизна.** Впервые выделены линейные тренды, контролирующие распределение рудных месторождений на восточном склоне Северного Урала; охарактеризована региональная геохимическая зональность Краснотурьинского рудного узла, она увязана с его глубинным строением и мегаструктурами; проведена систематизация дайковых комплексов, изучен возраст лампрофиров; получены выводы о причинах разной обогатимости карбонатных (известняковые брекчии) и силикатных (туфопесчаники) руд Воронцовского месторождения.

**Практическая значимость работы.** При изучении Воронцовского месторождения и соседних скарновых месторождений, по результатам региональных геохимических работ на Урале (в рамках госконтрактов ГДП-1000, 200) были выявлены перспективные зоны для дальнейших прогнозно-оценочных работ. Полученные результаты могут быть полезны при совершенствовании критериев поиска золоторудных месторождений на Северном Урале. Проведенные исследования позволили охарактеризовать более подробно минеральный состав руд и минералов; уточнить формы нахождения золота в двух типах руд, так же уточненена схема стадийности минералобразования.

Апробация работы. По теме диссертации опубликовано 8 работ, в том числе 4 статьи в рецензируемых журналах. Результаты научной работы были доложены на конференциях: молодежной школе «Металлогения древних и современных океанов» (Миасс, 2019); Х Российской молодёжной научно-практической школе «Новое в познании процессов рудообразовании» (Москва, 2020); Юшкинские чтения – 2000 (Сыктывкар, 2020); IX Международной научной конференции молодых ученых «Молодые - Наукам о Земле» (Москва, 2020).

Объем и структура работы. Диссертационная работа изложена на 122 страницах, включающих 60 рисунков, 7 таблиц и список литературы из 88 наименований, а также 3 приложения. Она состоит из введения, четырех глав и заключения; в конце диссертации приведены графические и табличные приложения к работе. Во введении сформулированы цель и задачи, научная новизна, практическое значение работы и представлены основные положения, выносимые автором на защиту. В первой главе дается описание геологического строения района и месторождения. Во второй главе приведено геохимическая характеристика района, по распределению химических элементов установлена геохимическая зональность месторождения. В третьей главе приведены петрографическое описание даек, определен их химический состав,

намечена геодинамическая обстановка формирования, обсужден изотопный состав свинца магматических пород и руд месторождения. Четвертая глава посвящена микроскопическому описанию руд с разной обогатимостью, определен их химический состав, дана стадийности минералообразования, описаны формы нахождения золота в рудах. В заключении подведены итоги и приводится обобщение полученных данных.

Благодарности. Автор выражает признательность своему научному руководителю д.г.м.н. И.В. Викентьеву за всестороннюю помощь и чуткое руководство в подготовке работы, а также зав. отделом региональных работ к.г.-м.н. Л.А. Криночкину (ИМГРЭ) за разностороннюю помощь; к.г.-м.н. Е.Э. Тюковой (ИГЕМ РАН) – за плодотворное обсуждение работы и помощь в исследовании рудной минерализации; д.г.-м.н. В.В.Мурзину, к.г.-м.н. О.Б. Азовсковой, к.г.м.н. М.Ю. Ровнушкину (ИГиГУрО РАН) и к.г.-м.н. И.Д. Соболеву (ИГЕМ РАН) – за помощь в интерпретации данных по составу и возрасту даек; к.г.-м.н. А.В. Чугаеву (ИГЕМ РАН), М.В. Стрелецкой (ИГиГУрО РАН) – за определение изотопного состава свинца и интерпретацию полученных данных; за определение микропримесей в пирите и арсенопирите. Благодарю за ценные советы и поддержку- д.г.-м.н. Дьяконова В.В.; за помощь в работе с ГИС-проектом, геологическими картами и картами полезных ископаемых Сев. Урала – Р.И. Выхристенко; за помощь и поддержку – к.г.-м.н. П.Э. Кайлачакова; за неоценимую помощь в проведении полевых исследований - геологическую службу ЗАО «Золото Северного Урала»; особую благодарность автор выражает гл. геологу Р.А. Селиванову, зам. гл. геолога А.Ю. Ашихмину и К.Г. Драчеву, зам. нач. отдела поисков и разведки МПИ Н.С. Мялицину, – за помощь при работе в карьере и по документации керна и шлама, а также руководству и геологической службе ООО "СУГРП" - за предоставление каменного материала для прецизионных исследований; аналитикам: Е.В. Ковальчук, С.Е. Борисовскому, В.Д. Абрамовой, Н.В. Трубкину, М.С. Никольскому, А.И. Якушеву (ИГЕМ РАН), О.А. Набелкину, В.А. Иванову, И.А. Пичугину (ИМГРЭ), Д.А. Варламову (ИЭМ РАН), Д.В. Киселевой (ИГиГУрО РАН).

# Глава 1. Краткий очерк геологического строения района

#### 1.1. История изученности

Первые сведения о геологическом строении территории – тогда Богословского горного округа – появились в XIX веке в работах Е.С. Федорова и А.П. Карпинского, составивших геологические карты отдельных районов Северного Урала. Здесь с середины XIX века были известны и активно отрабатывались медноскарновые Турьинские рудники. Добыча золота началась с XVIII века. Основным объектом разработки являлись россыпи юрского, миоценового и четвертичного возраста, причем содержание золота в четвертичных россыпях возрастало при пересечении долинами рек юрских гравийно-галечных отложений. Кроме золота в россыпях имеется платина до 15 % от количества золота. Ближе к водораздельной части Урала отрабатывались богатые платиновые россыпи верховьев р. Кытлым (Поповский Лог, Сев. Кытлыми др.).

Установлены месторождение высокосортных бокситов Красная Шапочка (открыто по коллекциям Е.С. Федорова) и, вместе с ним, крупнейший на Урале Североуральский бокситоносный район (СУБР), коры выветривания ультраосновных пород с промышленными содержаниями Со и Ni (Серовское месторождение силикатного никеля), Серовское месторождение оолитовых Co-Ni-Cr-содержащих железных руд, месторождения скарново-Северо-Воронцовское (Северо-Песчанское, Ново-Песчанское, магнетитовых руд И Ауэрбаховское в западном экзоконтакте Ауэрбаховского массива) и развитые севернее – медных руд (Вадимо-Александровское, Никитинское, Фроловское); медно-никелевые проявления в серпентинитах Устейского массива, медно-порфировые проявления (Андрюшинское и др.), Белкинское и Каменское месторождения огнеупорных глин, россыпь золота по реке Каменка, Валенторское Cu-Zn-колчеданное, Галкинское Аи-колчеданно-полиметаллическое месторождение, Воронцовское золоторудное месторождение.

Существенную роль в изучении геологического строения западной части территории сыграли исследования В.М. Сергиевского. В 1929-1931 гг. он выполнил геологическую съемку масштаба 1:200000 этой территории (Сергиевский, 1936, 1939), а в 1933-1934гг. под его руководством была составлена геологическая карта Турьинского рудного поля в масштабе 1:2000 и дано его детальное описание (Митюшин, Сафронов, 1934ф). Турьинские рудники изучали Е.С. Федоров, Д.С. Коржинский (1948), В.П. Логинов, В.Ф. Чернышев, Л.Н. Овчинников (1948, 1960), Я.П. Баклаев (1973; Баклаев, Усенко, 1989) и мн. др.

Воронцовское золоторудное месторождение (59°39'5" с.ш., 60°12'56" в.д.) расположено в Краснотурьинском районе Свердловской области (Сев.Урал), в 14 км к югу от г. Краснотурьинска и в 0.5 км к западу от пос. Воронцовка. Район характеризуется хорошо развитой горнорудной (добыча черных и цветных металлов, россыпного золота, огнеупорных и кирпичных глин, строительных материалов) и металлургической промышленностью (производство чугуна, глинозема, алюминия, огнеупоров), мощной строительной индустрией. Месторождение открыто в результате поисковых работ на рудное золото на Песчанско-Воронцовском кварцево-жильном рудном поле в 1985-1987 гг. [Гладковский, 2002; Бобров, 2013]. Первооткрывателями месторождения являются Б.А. Гладковский – ведущий геолог Воронцовской ГРП, В.Н. Бобров – главный геолог этой партии, В.Н. Хрыпов – главный геолог по благородным металлам ПГО «Уралгеология».

Хотя с 1956 г. деньги на поиски рудного золота на Урале министерством геологии не выделялись, в каждой геологоразведочной экспедиции с ведома руководства ПГО «Уралгеология» были геологи для поиска рудного золота. Старшим геологом по рудному золоту в Тагильской ГРЭ был Б.А. Гладковский. Он работал в Воронцовской полевой ГРП с базой в поселке Рудничном, более известном как поселок Ауэрбах, названный в честь горного инженера А.А. Ауэрбаха, бывшего управляющим Богословским горным округом в конце XIX века и который первым в России применил метод микроскопического исследования минералов.

В 50-х гг. Г.А. Кордовер проводил разведку Северо-Воронцовского месторождения скарново-магнетитовых руд, на которые наложено золото-сульфидное оруденение. По результатам бурения разведочных скважин в сохранившихся к 80-х гг. целиках железных руд содержание золота достигало 25 г/т [Бобров, 2013]. Забалансовые руды, оставшиеся после отработки магнетитовых залежей, представляют собой часть первичных руд Воронцовского золоторудного месторождения.

Н.Ф. Уфимцев в 60-х гг. провел геологическую съемку района в масштабе 1:10 000 силами Воронцовской ГРП. Съемка сопровождалась поисками медных и железных руд, петрографическими исследованиями. Десятки поисковых скважин пересекли окисленные руды в пестроцветных корах выветривания и первичные золото-сульфидные руды в аргиллизированных вулканогенно-осадочных породах и окварцованных известняках с вкрапленностью сульфидов. Керн скважин остался недоизученным, не было опробования минерализованных зон на Au и Ag. В керне скважин имелись пересечения кварцевых жил, в том числе среди золото-сульфидных руд. Б.А. Гладковский отобрал из этих жил пробы на Au и Ag, но значения им не придал.

В 70-х гг. старший геолог Воронцовской ГРП В.Д. Куделя провел разведку Воронцовских россыпей золота, расположенных на поверхности золоторудного месторождения. Плотиком для россыпей являются окисленные руды в глинистых корах выветривания. Разведочные шурфоскважины проходились по золотоносным пескам россыпи со средним содержанием золота 250 мг/м<sup>3</sup> и закрывались в глинистых окисленных рудах, как оказалось потом, со средним содержанием Au = 10 г/т или 16000 мг/м<sup>3</sup>. Определение содержания золота в пробах песков

проводилось методом промывки. Преобладающий размер золотин в окисленных рудах порядка 1 мкм. По этой причине золото окисленных руд не улавливалось и "уплывало" вместе с глиной при промывке проб. Плотик не был опробован.

Непосредственно открытию месторождения предшествовало бурение поисковых скважин на северо-западной окраине поселка Воронцовка возле старинной шахты «Надежда». Здесь в 19ом веке на глубине около 50 м добывалась золотосодержащая руда, представленная обломками кварцевых жил или, по мнению В.Н. Боброва [2013], джаспероидами. Обломки кварца образовывали «застил» на закарстованной поверхности известняков под глинистыми карстовыми отложениями.

Буровые работы в нач. 80-х гг. проводились нелегально за счет средств, выделенных на поиски россыпи. Из керна пробуренных возле шахты скважин Б.А. Гладковским отбирались пробы кварца на пробирный анализ для определения содержания Au и Ag; содержания в кварцевом материале оказались невысокими, около 2 г/т Au. Случайно были отобраны пробы по глине. Пробирный анализ показал, что содержание Au и Ag в пестроцветной глине гораздо больше, чем в кварцево-жильном поле. Однако из-за экономии средств геохимические и геофизические поиски были проведены только в узкой полосе вдоль западного контакта Ауэрбаховской интрузии диоритов до дороги на базу отдыха Шихан, а Воронцовское золоторудное месторождение расположено вблизи поверхности в 100-200 м за этой дорогой, вдоль Воронцовского разлома [Бобров, 2013].

Летом 1985 г. Б.А. Гладковский задал канаву по карстовым отложениям возле глыбы кварца за дорогой, в 200 м от нее. Здесь золотоносные джаспероиды выходят на поверхность среди карстовых отложений. Бороздовые пробы из канавы показали высокое содержание золота. Возле канавы были пройдены поисковые скважины, вскрывшие первичные золото-сульфидные руды. Результаты пробирных анализов начали поступать в 1986 г., однако в перспективность обнаруженного рудопроявления мало кто верил. В шлифах под микроскопом В.Н. Бобров определил, что золото-сульфидная минерализация приурочена к участкам гидротермальной аргиллизации вмещающих вулканогенно-осадочных пород и к окварцованным известнякам (джаспероидам).

Рудные тела развиты по зонам дробления и примыкают к Воронцовскому разлому, который является рудоконтролирующим. Поиски включали геофизические и геохимические работы: площадную съемку ВП по сети 100х20 м, магниторазведку по сети 50х10 м, геохимическую съемку с выявлением аномалий мышьяка, сурьмы, ртути, бария, марганца, серебра, золота в корах выветривания и золота, серебра, свинца, мышьяка в почвах. Все геофизические и геохимические аномалии расположились вдоль разлома. Заверка аномалий

бурением скважин выявила залежи руд на южном фланге месторождения. Сейчас здесь Южный карьер. Так поисковые работы 1985-1987 гг. закончились открытием нового крупного золоторудного месторождения [Гладковский, 2002].

По результатам поисковых работ в 1987 г. были составлены технико-экономическое соображение (ТЭС) о возможном промышленном значении Воронцовского золоторудного месторождения и проект на предварительную разведку. В 1988-1999 гг. проведена разведка месторождения (предварительная, а с 1991 г. – детальная). Поисковые и разведочные работы на месторождении проведены Воронцовской ГРП при участии Уральской геофизической, Уральской геолого-съемочной, Уральской опытно-методической экспедиций, центральной лаборатории Уралгеолкома. Петрографические и минералого-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН, ЦНИГРИ, Иргиредмете, Уральской горно-геологической академии, МНПО «Полиметалл».

Технологические свойства руды были изучены на 47 представительных пробах весом до 293 т в 9-ти лабораториях и на золотоизвлекательных фабриках в России и США; они оказались вполне пригодными для технологии кучного выщелачивания [Бобров, Гельвер, 1993; Бобров, 2005]. Из окисленной руды способом кучного выщелачивания, а также из первичных руд на ЗИФ по технологии «Уголь в пульпе» извлекалось более 80% золота.

Объем поискового бурения 56009 пог.м (739 скважин). Отобрано и проанализировано 29747 керновых проб. Объем разведочного бурения 84027 пог.м (997 скважин). Пройдены 15 шурфов до глубины 40 м с 9 рассечками. Отобрано и проанализировано 73934 керновых и бороздовых, 1406 групповых проб. Выполнены технологические, инженерно-геологические и др. исследования. Изучены под микроскопом 4280 шлифов и 200 аншлифов [Бобров и др., 1999].

При разведке месторождения была обоснована оптимальная технологическая схема извлечения золота и серебра: из окисленных ("глинистых") руд, залегающие на поверхности с глубины 0.2м - менее затратным способом кучного выщелачивания (КВ) раствором цианида натрия; из залегающих под ними, ниже 80 м первичных ("скальных") руд – на построенной на полученную прибыль золотоизвлекательной фабрике по цианистой технологии «Уголь в пульпе» (ЗИФ УВП) [Бобров, Гельвер, 1993].

Лицензию на отработку получили местные предприятия, учредившие ЗАО «Золото Северного Урала». Акционерное общество зарегистрировано 12.10.1993 г., что стало днем рождения предприятия. Учредителями общества были Артель старателей «Южно-Заозерский прииск», АО «Богословский Алюминевый завод», Комитет по управлению имуществом администрации г. Краснотурьинска, Воронцовская ГРП, РО «Уралзолото», Уральская золото-платиновая компания, АО «Уральское золото», АО «Российская корпорация алмаззолото». С сентября 1998 г. владельцем месторождения (81% акций) стало ОАО «МНПО «Полиметалл».

26 июня 1999 г. были начаты лесорубочные работы под первоочередные объекты Воронцовского ГОКа. В 1999 г. были выполнены горно-подготовительные работы на опытном карьере на площади 20 га. В июне 2000 г. была начата добыча руды, в июле завершено строительство участка рудоподготовки плановой производительностью 140 т/час, в сентябре – технологического комплекса на базе установки «Меррил-Кроу» (США) по переработке растворов производительностью 400 м<sup>3</sup>/час, а в октябре 2000 г., в режиме пуско-наладочных работ получена первая готовая продукция – золотосеребряный сплав Доре.

Месторождение отрабатывается с 1999 года двумя карьерами глубиной 200 м и 90 м. Промплощадка для переработки руды расположена в 5 км к востоку от карьеров. Весной 1999 г. река Турья затопила угольный карьер в г. Карпинске; закрылось объединение «Вахрушевуголь»; резко уменьшилась добыча железных руд на шахте Северопесчанской и никелевых руд на Серовском месторождении никеля. Горняки очень вовремя получили работу, а Россия – новый валютный цех [Бобров, 2013].

На базе Воронцовского месторождения с 1999 года работает Воронцовский горнометаллургический комплекс ЗАО «ЗСУ» производительностью 5-6 т золота в год. Первые слитки золота получены в 2000 г. без первоначальных крупных затрат. Уже отлито в слитках более 55 т золота и 50 т серебра. На этом передовом предприятии золотодобывающей отрасли Урала трудятся 1200 чел.

#### 1.2. Краткий очерк геологии района

Площадь характеризуется сложным геологическим строением. Здесь представлены разнообразные стратифицированные образования (осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные, метаморфические) с возрастным диапазоном от раннепалеозойских до четвертичных. Породы сложно дислоцированы, залегание нарушено разрывными нарушениями.

Структурно-формационное районирование территории отвечает трем временным срезам. Для допозднекембрийских образований на площади выделена только одна зона – Сосьвинско-Синарская СФЗ основания Уральской складчатой системы (Восточный Урал) (Рис. 1.1*a*). Для позднекембрийско-каменноугольных образований на площади выделены три зоны - Западно-Тагильская и Восточно-Тагильская СФЗ Тагильской мегазоны и Верхотурско-Новооренбургская СФЗ (Верхотурско-Исетскаяподзона) Восточно-Уральской мегазоны (Рис. 1.1*б*). Формационная зональность на уровне мезозойско-кайнозойского структурного этажа связана с завершением коллизионных процессов, наступлением периода длительной стабилизации (сопровождающейся пенепленизацией Уральской складчатой системы) и формированием области погружения на северо-востоке и востоке территории.



Рис. 1.1. Схемы структурно-формационного районирования: *а* – до позднекембрийских образований; *б* - позднекембрийско-каменноугольных образований; *в* - юрско-миоценовых образований [Лисов и др., 1978ф].

структурно-формационного районирования Соответственно. на схемах пермскотриасовых и юрско-миоценовых образований выделены Уральская мегазона (область разрушения и сноса) и Западно-Сибирская мегаобласть (Рис. 1.1*в*), где происходило накопление терригенного материала. Поэтому по особенностям геологического строения описываемый район можно разделить на две части - западную и восточную. Западная часть занимает примерно 40% площади и сложена, в основном, вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями среднепалеозойского возраста. В восточной части развит мощный (до 380 м) чехол платформенных отложений мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской плиты, которым перекрыт сложно дислоцированный комплекс нижнепротерозойских, нижнепалеозойских и, частично, средне- и верхнепалеозойских образований. В центральной части района выходят на поверхность или прослеживаются под отложениями платформенного чехла массивы серпентинитов Серовского гипербазитового пояса, меридионально вытянутого и разделяющего Тагильские и Восточно-Уральские структуры.

# 1.3.Стратиграфия

В геологическом строении района (Прил.1-А,-Б) принимают участие разнообразные стратифицированные образования широкого возрастного диапазона: от протерозойских пород до современных четвертичных образований.

По особенностям строения описываемую территорию можно разделить на три части – западную, сложенную метаморфизованными эффузивами основного состава и осадочными породами; центральную вулканогенную и вулканогенно-осадочную; западную, образующую осадочный чехол Западно-Сибирской плиты.

На описываемой территории встречены следующие стратиграфические подразделения:

- Протерозойская эратема Палеозойская эратема Pt-Pz.
- Палеозойская эратема РZ
- Нижний палеозой нерасчлененный PZ<sub>1</sub>
- Ордовикская система О
- Силурийская система S
- Девонская система D
- Мезозойская эратема MZ
- Триасовая система Т
- Юрская система Ј
- Меловая система К
- Кайнозойская эратема КZ
- Палеогеновая система Рg
- Неогеновая система N
- Четвертичная система Q

Боолее подробно толщи рассматриваются ниже в части описания геологического строения Воронцовского месторождения.

#### 1.4. Тектоника

В тектоническом строении площади в качестве структурных элементов низшего порядка рассматриваются структурно-формационные, или структурно-вещественные комплексы (CBK). СВК выделены в рамках метаморфических, интрузивных комплексов и стратиграфических подразделений и объединены в ассоциации и мегакомплексы. Формационная принадлежность СВК отражает существовавшие геотектонические (геодинамические) обстановки, а их временная последовательность – различные стадии и режимы тектонической эволюции региона.

На территории листа представлены СВК четырех структурных этажей – архейсконижнепротерозойского, рифейско-вендского, верхнекембрийско-среднетриасового (каледоногерцинского) и мезозойско-кайнозойского. Эти комплексы присутствуют в составе двух крупных геоструктур (тектонических регионов) – палеозойского орогена (Уральская складчатая система Урало-Монгольского складчатого пояса) и мезозойско-кайнозойской Западно-Сибирской плиты. Домезозойские структуры и СВК Уральского орогена развиты в западной части листа, а в восточной части прослежены в фундаменте Западно-Сибирской платформы под чехлом мезозойско-кайнозойских осадков. Так как район исследований входит целиком в Уральскую складчатую систему, рассмотрим более подробно её.

### Уральская складчатая система

Архейско-нижнепротерозойский и рифейско-вендский структурные этажи. Допалеозойские СВК на современном эрозионном срезе (за исключением устейского) не обнажены. Они вскрыты буровыми скважинами в восточной части площади под чехлом мезозойско-кайнозойских Перекрытый отложений. платформенным чехлом комплекс метаморфических пород условно отнесен к салдинскому метаморфическому СВК Сосьвинско-Синарской СФЗ основания Уральской складчатой системы «Восточный Урал». Он принадлежит мигматит-амфиболит-гнейсовой формации и в современной структуре представляет собой фрагмент (тектонический блок) ремобилизованного кристаллического фундамента древней платформы. Несколько иную позицию занимает устейский офиолитовый СВК, сформированный в вендское время в структуре океанического типа.

Верхнекембрийско-среднетриасовый (каледоно-герцинский) структурный этаж. Формационная (палеотектоническая) зональность на уровне структурного этажа определялась наличием двух основных мегаструктур – Восточно-Уральского коллажа континентальных террейнов и океанической области, в пределах которой формировалась новая океаническая, а затем и энсиматическая островодужная кора. Мегаструктуры отличались геотектоническими условиями формирования палеозойских СВК и их формационной принадлежностью. Соответственно, на схеме структурно-формационного районирования позднекембрийскокаменноугольных образований выделены Восточно-Уральская и Тагильская структурноформационные мегазоны [Шалагинов, 1998ф; Жданов, 2005ф, 2009ф; Государственная..., 2009ф]. В пределах первой на допалеозойском гетерогенном основании образуется Восточно-Уральский гетерогенный структурно-вещественный мегакомплекс. В Тагильской мегазоне на океанической коре формируется Тагильский островодужный мегакомплекс. В современной тектонической структуре они разделены Серовско-Маукским глубинным разломом.

В Восточно-Уральской мегазоне над палеозойском фундаменте (микроконтиненте) происходило накопление осадочных отложений (ромахинская толща) и внедрение интрузивных окраинно-континентального вулкано-плутонического образований пояса (верхисетсткий комплекс). Предполагается, что ультрамафиты серовского комплекса, присутствующие среди восточно-уральских СВК, находятся по отношению к последним в аллохтонном залегании и формировались В Тагильской мегазоне. Поэтому Восточно-Уральский гетерогенный мегакомплекс (помимо описанных выше нижнепротерозойских метаморфических образований)

объединяет в своем составе формации ордовикско-силурийского осадочного чехла и каменноугольной активной континентальной окраины.

Тагильская структурно-формационная мегазона. Здесь на коре океанического типа в условиях палеоостроводужной системы образована серия вулканогенно-осадочных и осадочных свит силурийско-позднедевонского возраста и ряд интрузивных массивов – Тагильский островодужный мегакомплекс. Разрез мегакомплекса начинается формациями офиолитовой ассоциации: устейским дунит-верлит-клинопироксенит-габбровым и серовским дунитгарцбургитовым СВК. Далее разрез наращивается островодужными СВК – вулканогенным красноуральским базальт-риолитовым И плутоническим левинским габбро-тоналитплагиогранитовым, которые (на основании их комагматичности) объединены в Красноуральско-Левинскуювулкано-плутоническую ассоциацию, сформированную геодинамической в обстановке внутридугового прогиба (рифта). Выше по разрезу залегают вулканогенно-осадочные образования базальт-трахитовой (туринская свита) И базальт-андезит-дацитовой (краснотурьинская свита) формаций. Первая сформирована в геодинамической обстановке развитой вулканической островной дуги, вторая - наложенного вулканического пояса (новообразованной островной дуги). Завершается разрез Тагильского мегакомплекса терригеннокарбонатными и карбонатно-терригенными девонскими толщами (вагранская, тальтийская, высотинская и лимкинская свиты), залегающими с размывом и несогласием на силурийских образованиях, и интрузивным ауэрбаховским габбродиорит-гранитовым СВК.

Тектоническое районирование домезозойских структур. Ранне-среднепалеозойская структурно-формационная зональность впоследствии (на коллизионно-аккреционной И орогенной стадиях) была нарушена. Вещественные комплексы претерпели радикальную тектоническую перестройку, в результате которой сформировалась Уральская складчатая система – совокупность тектонически сближенных блоков и пластин различного состава. Первопорядковыми элементами новообразованной системы Тагильский являются И Верхотурско-Салдинский мегаблоки, разделенные Серовско-Маукским глубинным разломом. Последний представляет собой тектонический шов первого порядка (зону шириной до 10 км). В его составе можно видеть со стороны Тагильского мегаблока серию гипербазитовых массивов и Восточно-Тагильскую зону рассланцевания, со стороны Салдинского – ряд тектонических пластин (аллохтонов).

Тагильский мегаблок представлен своей восточной частью в западной половине листа. В целом он представляет собой плиту моноклинорного строения, сложенную субсогласно залегающими вулканогенно-осадочными толщами с офиолитовым комплексом в основании. Он обладает отчетливой синформной складчато-блоковой структурой. Западная его часть (Западно-Тагильский моноклинорий, за пределами площади) надвинута на край Восточно-Европейского

палеоконтинента и погружается на восток. Центральная часть мегаблока осложнена депрессионной грабенообразной структурой (Центрально-Тагильская зона), где его относительно простое моноклинорное строение на фоне общего погружения нарушено клавишной системой опущенных и приподнятых блоков. Депрессионная зона ограничена с востока системой западновергентных разломов. На юге (за пределами площади) это система Туринских надвигов, на территории 48 листа – Волчанско-Шайтанский и Коноваловский надвиги. Наиболее сложнодислоцированной частью Тагильского мегаблока является Восточно-Тагильский блок. Здесь в обстановке интенсивного сжатия восточное крыло региональной синформы подвержено сложным дислокациям с образованием субмеридиональных изоклинально-складчатых структур, западно- и восточно-вергентных разломов, зон рассланцевания (Восточно-Тагильской схеме Н.С. Лисова [1974ф] выделена серия линейных синформных и антиформных складчатых структур.

Верхотурско-Салдинский мегаблок находится в восточной части листа под чехлом платформенных мезозойско-кайнозойских отложений. Его строение в пределах площади выявлено в самых общих чертах по нескольким глубоким скважинам и данным интерпретации гравиметровых и магнитных карт [Лисов, 1974ф].

## 1.5. Полезные ископаемые

Изучение и освоение полезных ископаемых района началось со второй половины XVIII в. Было выявлено более трехсот месторождений и проявлений разнообразных горючих (месторождение Волчанское бурых углей), металлических и неметаллических полезных ископаемых. Большая часть их представлена металлическими ископаемыми, главными из которых являются железо (Песчанское, Ауэрбаховское и др.), медь (Вадимо-Александровское и др.), алюминий (Тотинское), золото (Воронцовское) и платина (россыпи и коренные проявления Кытлымского ареала). Контактово-метасоматические месторождения железа и меди парагенетически связаны с ранне-среднедевонскими гранитоидами, а коренное золото - с раннесреднедевонскими тектоно-магматическими процессами (режимы островной дуги, активной континентальной окраины, "slab-window") [Vikentyev et al., 2019]. Россыпное золото связано преимущественно с аллювиальными четвертичными, реже – с юрско-неогеновыми отложениями мезозойско-кайнозойских эрозионно-структурных депрессий. Большинство месторождений рассыпного золота к настоящему времени отработано. Месторождения железа, меди и золота несмотря на длительную эксплуатацию, продолжают сохранять значение в экономике района.

### 1.6. Геологическое строение и структурная позиция Воронцовского месторождения

В региональном плане Воронцовское золоторудное месторождение находится в восточной части Тагильской мегазоны (Рис. 1.2). Основная группа рудных месторождений Северного Урала крупный Краснотурьинскийрудный (Рис. объединяется В узел 1.3). Включающему Воронцовское золоторудное месторождение (59°39'5" с.ш., 60°12'56" в.д.) Турьинско-Ауэрбаховскому рудному району отвечает одноименная вулкано-тектоническая депрессия (Рис. 1.5) - грабен-синклиналь с пологим (15-30°) падением крыльев к центру структуры. Грабенвулканогенно-осадочными вулканогенными породами синклиналь выполнена И краснотурьинской свиты мощностью до 5 км. В южной части района обособляется Ауэрбаховское поле с железоскарновыми И рудное золоторудным Воронцовским месторождениями (см. Рис. 1.5). Магнетитовые рудные тела локализуются в скарнах, главным образом в их внутренних зонах [Коржинский, 1948; Подлесский, 1979]; они рассматриваются как апоскарновые образования (сопутствующий тип).



Рис. 1.2. Позиция Краснотурьинского рудного узла в структурах восточного склона Урала [по Vikentyev et al., 2019]. 1 – Предуральский прогиб; 2 – Западно-Уральская зона; 3 –Центрально-Уральская зона; 4 – Тагильская зона; 5 – Восточно-Уральская зона; 6 – Платиноносный пояс; 7 –гранитные массивы Главного гранитного пояса; 8 –Серовско-Маукская зона серпентинитового меланжа.



Рис. 1.3. Размещение оруденения в Турьинско-Ауэрбаховском рудном районе, составлено на основе [Murzin et al., 2017; Vikentyev et al., 2019], с использованием матер. Н.Л. Лисова [1978], К.В. Подлесского [1979] и В.Н. Боброва [1991]. Месторождения и проявления [Подлесский, 1979]: 1 – Ауэрбаховское, 2 – Ново-Песчанское, 3 – Северо- и Южно-Песчанские, 4 – Западно-Песчанское, 5 – Полуденское, 6 – Северо-Воронцовское и Воронцовское, 7 – Южно-Воронцовское, 8 – Гаревское, 9 – Владыкинское, 10 – Каквинское, 11 – 34-й квартал, 12 – Троицко-Михайловское, 13 – Богословское и Башмаковское, 14 – Вадимо-Александровское, 15 – Никитинское, 16 – Успенское, 17 – Фроловское, 18 – Суворовское, 19 – Васильевское, 20 – Суходойское, 21 – Псаревское.

В Воронцовском рудном поле вскрыто две толщи краснотурьинской свиты. Нижную (и основную) часть разреза слагает толща рифогенных известняков мощностью до 1200 м – массивных и неясно-слоистых органогенно-обломочных с фауной (конодонты, брахиоподы, кораллы) эмсского возраста. В отдельных участках известняки из-за обильного насыщения туфогенным материалом приобретают серый цвет и тонкую полосчатость. Известняки в различной степени мраморизованы, вплоть до мраморов. Вблизи разломов известняки раздроблены, участками доломитизированы, окварцованы и содержат пылевидную вкрапленность сульфидов (до 1-2 об.%).

В верхней части толщи обособляется невыдержанный горизонт брекчированных известняков мощностью до 100 м, в которых локализованы основные рудные тела Воронцовского золоторудного месторождения (Рис. 1.4). Брекчии представляют собой полуокатанные и угловатые обломки известняка размером до 25 см, сцементированные глинисто-карбонатным и вулканогенно-осадочным, местами андезитовым лавовым цементом. В

цементе брекчий отмечаются вкрапленность и прослои пылевидного пирита и марказита в количестве до 3-5 об. %, а также подчиненного углеродистого вещества (доли %).



Рис. 1.4. Геологическая карта Воронцовского месторождения (по данным Воронцовской ГРП, 1999 и ЗАО «Золото Северного Урала», с упрощениями). 1 – Краснотурьинская свита (богословская толща  $D_1 kr$  bo; башмаковская толща  $D_1 kr$  ba; фроловско-васильевская толща  $D_1 kr$  fr); 2 – интрузивные породы Ауэрбаховского комплекса ( $D_1$ ems- $D_2$ ef<sub>1</sub>); 3 – скарны; 4 – низкотемпературные метасоматиты; 5 – проекции первичных руд на поверхность; 6 –проекции окисленных руд на поверхность; 7 – россыпи; 8 – разрывные нарушения (17 – главные разломы; 9 – надвиг; 10 – второстепенные разломы (1 - Воронцовский рудоконтролирующий надвиг, 2 - Воронцовский взброс, 3- Северо-Песчанский, 4 – Южно-Воронцовский, 5 – Южно-Песчанский).

120 до 450 м, Выше залегает вулканогенно-осадочная толща мощностью от представленная туффитами тонко переслаивающимися (известковистыми, глинистокремнистыми), туфопесчаниками, туфоалевролитами, подчиненными среднекрупнообломочными туфами андезитов. В эндоконтактовых частях интузивов породы толщи послойно, особенно вдоль контактов основных вулканитов и известковистых пород, замещаются скарнами и скарноидами.

В восточной части рудного поля находится Ауэрбаховский интрузивный массив габбродиорит-гранодиоритовой формации, комагматичный стратифицированным породам андезитовой формации. Известняки, андезиты и туффиты эмса пересечены роями даек калиевых базальтов, трахиандезито-базальтов и габбро-диабазов, роговообманковых и биотитовых лампрофиров, вероятно дорудных по отношению к золото-мышьяковому оруденению [Сазонов и др., 1991]. В петрохимическом отношении вулканические породы краснотурьинского комплекса представлены андезитами и андезито-дацитами нормальной и повышенной щелочности.

Месторождение расположено в западном экзоконтакте Ауэрбаховского интрузива, в 400-500 м от контакта, и ограничено на западе Воронцовским разломом (взбросом) меридионального простирания, падающим на запад под углом 70-80°. На юго-западе месторождение ограничивается Южно-Песчанским разломом северо-западного простирания (см. рис. 1.4). В блоке, ограниченном этими разломами и контактом интрузива, рудовмещающие породы красноруьинской свиты слагают моноклиналь с пологим (25-45°) падением на запад (3С3), осложненную крупной антиклиналью, ось которой имеет северо-западное простирание. Размах крыльев складки достигает 800-900 м, они осложнены серией мелких (размах крыльев до 80 м) антиклинальных и синклинальных складок.

В пределах рудовмещающего блока породы осложнены надвигом дорудного заложения, расположенном в лежачем боку Воронцовского взброса и прослеженном на протяжении 1.1 км. Надвиг падает на запад под углами 45-55°, субсогласен слоистости пород, проходит вблизи контакта карбонатной и вулканогенно-осадочной толщ и имеет более крутое залегание, чем слоистость. По надвигу происходит сдваивание разреза, что определяет рост мощности оруденелой зоны (Рис. 1.5). Амплитуда перемещения по надвигу составляет 50-80 м. Ауэрбаховское рудное поле рассматривается как рудно-магматическая система, вокруг центра которой с одноименным диорит-гранодиоритовым плутоном размещены месторождения золотосодержащие скарново-магнетитовые и медноскарновые, золоторудное (Au-As-Sb-Hg-Tl) Воронцовское, жильные золото-кварцевые и молибден-меднопорфировые проявления, а также высокопродуктивные россыпи золота [Минина, 1994; Мурзин, Сазонов, 1996; Викентьев и др., 2016].

Наиболее продуктивной частью геологического разреза на Воронцовском месторождении является нарушенная межпластовыми срывами зона контакта вулканогенно-осадочной толщи и подстилающих брекчиевидных известняков. Здесь в метасоматически измененных зонах дробления и смятия по вулканогенно-осадочным породам и известнякам образовались основные золоторудные тела сложной морфологии (Puc. 1.7).

Ранние метасоматиты – скарны ассоциируют с интрузивными телами ранних фаз внедрения Ауэрбаховского интрузива. Мощность зон скарнирования обычно не превышает 10-

20 м, протяженность достигает 1.5 км и более. С удалением от интрузивных массивов скарны сменяются пропилитами, в карбонатных породах проявлена мраморизация.



Рис. 1.5. Геологический разрез Воронцовского месторождения (по данным Воронцовской ГРП, 1999, с упрощениями). 1 – Башмаковская толща D<sub>1</sub>krba: вулканогенно-осадочные породы: туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями кремнистых пород и известняков; 2-4 - Фроловсковасильевская толща D<sub>1</sub>krfr (2 – мрамор; 3 – известняк; 4 – карбонатная брекчия); 5 – диабазовые порфириты; 6 – дайки андезитовых и плагиоклазовых порфиритов; 7 – дайки монцодиоритов; 8 – структурные коры выветривания; 9 – перемещенные коры выветривания; 10 – первичные руды; 11 – окисленные руды; 12 - Воронцовский взброс; 13 - Воронцовский рудоконтролирующий надвиг; 14 – проекции разломов; 15 – граница развития кор выветривания; 16 - контур карьера.

В этап скарнирования, проявленного в экзо- и эндоконтактах интрузивных тел и даек, в карбонатных породах на северном фланге месторождения развились скарново-магнетитовые руды с повышенными до >1 г/т содержаниями золота. После внедрения даек "пестрого" состава на контактах с известняками формируются линейные метасоматические зоны кислотного выщелачивания, сопровождающие кварцево-жильную полиметаллическую слабо золотоносную минерализацию. В зависимости от состава субстрата, формируются джаспероиды – по карбонатным породам, аргиллизиты – по алюмосиликатным (вулканогенно-осадочным) породам [Сазонов и др., 1990, 1991]. С двумя группами джаспероидов, доломит-анкеритовой и кварцевой, сопряжены соответственно сульфосольно-полиметаллический и полиметаллический типы рудной минерализации [Сазонов и др., 1990, 1991]. В центральной и южной части месторождения на скарны, известняковые брекчии и упомянутую полисульфидную минерализацию наложены более поздние сурьмяно-ртутно-таллиево-мышьяковые золоторудные тела карлинского типа, сопровождающие кварц-гидрослюдистые метасоматиты [Vikentyev et al., 2018].

Истощение руд Воронцовского месторождения дало толчок детальному исследованию района, и в 15 км к северо-западу от него в 2017 году было открыто месторождения золотых

упорных руд **Пещерное** (59°43'23"с.ш., 60° 8' 3"в.д.). Запасы по кат. С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> составляют 7.3 т Ац, С<sub>ср</sub>= 6.4 г/т, а также 1.95 т Ag, С<sub>ср</sub>= 1.63 г/т (ООО "Краснотурьинск-Полиметалл"); эти руды обеспечат работу Воронцовской ЗИФ на несколько лет. Метасоматиты развиты преимущественно по вулканогенным породам. Морфология рудных тел характеризуется сложной линзовидной формой с раздувами и пережимами и неоднородным внутренним строением. Рудная минерализация носит вкрапленный, гнездово-вкрапленный и прожилкововкрапленный характер, причем выраженные морфологические признаки золотосодержащих метасоматитов отсутствуют. По данным полевых наблюдений 2021 г. (керн колонковых скважин) метасоматиты рудного интервала (скв. 459, рис.1.6.) характеризуются значительным разнообразием брекчий, часто полистадийных и сульфидизированных; прожилки кварца маломощные. В то же время, в скважине 458 того единичные и же профиля безрудные метасоматиты существенно перемяты (рис. 1.7.) и содержат множество сетчатых и субпараллельных монокварцевых прожилков.





Рис.1.6. Строение рудных (скв. 459, глуб. 114.4-129.6 м) метасоматитов Пещерного месторождения.

Рис.1.7. Строение нерудных (скв. 458, глуб. 257-266 м) метасоматитов Пещерного месторождения.

# Глава 2. Региональные геохимические поля и контроль оруденения

Исследуемый регион охватывает сочленение четырех миллионных листов региональной геологической съемки (Рис. 2.1). Листы характеризуются разной геологической и геохимической изученностью, отчасти несбивкой геологических границ и тектонических нарушений, что обусловлено спецификой мелкомасштабных работ. В свою очередь это создало определенные трудности в составлении сводных картографических материалов.



Рис. 2.1 Схема расположения листов региональных геохимических работ. Красным показана исследуемая площадь.

Более детально изучены листы О-40 и О-41 (Рис. 2.1).Это исторически обусловлено их большей освоенностью и размещением здесь крупных добычных производств, давших начало моногородам – Серову (Fe), Краснотурьинску (Cu), Карпинску (бурый уголь), Североуральску (Al).Со временем горнорудный профиль видоизменился с появлением крупных предприятий цветной металлургии: глиноземный завод и гидрометаллургическое производство золота в Краснотурьинске, где лишь недавно закрылись медные шахты (после 150 лет добычи), но "с нуля" строится новая обогатительная фабрика (в пос. Воронцовка) для переработки сульфидных золотосодержащих руд; добыча меди в Карпинском районе, где закрылся крупный угольный разрез– первенец первых пятилеток, давший жизнь городу.



Рис. 2.2 Карта фактического материала региональных геохимических работ МГХК - 1000. Красными точками отмечены пункты геохимического опробования.

# 2.1. Методика многоцелевого геохимического картированиямасштаба1:1 000 000 (МГХК - 1000)

Многоцелевое геохимическое картирование м-ба 1:1 000 000 включает в себя: районирование территории и на его основе составляется схема пробоотбора (в среднем 1 проба на 100 км<sup>2</sup>); оно направлено на выделение квазиоднородных по ландшафтно-геохимическим, геологическим, металлогеническим условиям участков. Опробование производится по 3 компонентам природно-геологической среды (почвы + коренные породы + донные отложения).

Опробование коренных пород проводится для оценки геохимической специализации

геологических комплексов. По имеющемуся опыту (Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений, Москва «Недра» 1983г.; Методика многоцелевого геохимического картирования масштаба 1:1 000 000 Москва, 1998г.) для достоверных расчетов каждый петрохимический тип пород должен быть охарактеризован не менее, чем 15 пробами. Для этого используются данные предшествующих съемок, а также сохранившиеся дубликаты. Недостающие пробы неизмененных пород без рудной минерализации отбираются при полевых работах по принципу равномерно-пропорционального охвата площади. Для решения прогнознопоисковых задач дополнительно отбираются (в случае их наличия) породы, измененные эндогенными процессами и минерализованные.

Опробование почв проводится с целью определения геохимической специализации ландшафтов, выявления и оценки рудогенных и техногенных аномальных геохимических полей (АГП). Точки отбора проб почв и коренных пород максимально сближены. Из почвенного разреза отбирается проба из нижнего горизонта почв (В), залегающего непосредственно на почвообразующей породе.

Отбор проб донных отложений с той же целью производится из нижних (по течению) или приустьевых частей водотоков (за пределом влияния долины основного водотока), дренирующих всю изучаемую площадку (в среднем 100 км<sup>2</sup>), в местах их наиболее спокойного течения, но не в местах застоя. В пробу донных отложений отбирается илисто-глинистая или песчанистая фракция аллювиальных отложений, как с поверхности, так и с глубины до 60 см дна сухих или обводненных водотоков. Материал пробы отбирается из нескольких (3-5) точек по линии, ориентированной вкрест водотока.

Проводятся обязательные виды анализа: коренные породы используется для анализа ПКСА (валовые содержания), а для почв и донных осадков – ICP-MS (содержания подвижных форм). Комплекс химических элементов, которые определяются во всех пробах: Li, Be, B, P, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, La, Ce, Yb, W, Pb, Bi, Th, U. Используется и специальные анализы – эмиссионно-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (ICP AES).

Для анализа особенностей структур геохимических полей применялись статистические методы исследования: факторный и корелляционный анализы. Эти методы позволяют установить статистические связи между геохимическими полями, геологическими и структурными особенностями и выявить факторы распределения хим.элементов в зависимости от ландшафтов, литологии и гипсометрии.

На основе полученных и данных работ предшественников составляются карты моноэлементных и полиэлементных геохимических карт с выявлением аномалий, а также карт: ландшафтно-геохимической, геохимической специализации геологических комплексов,

прогнозно-геохимической. Месторождения и рудопроявления учтены, как прямые признаки рудоносности геологических структур с определенной металлогенической специализацией и перспективные для выявления аналогичных объектов. Прогнозно-геохимическая карта строится по АГП элементов в почвах и донных отложениях (содержания подвижных форм) и в коренных породах (валовые содержания). Наиболее информативными для прогнозной оценки оказались данные анализа почв и донных отложений.

Типоморфные ассоциации химических элементов, ранжированные по убыванию величин их нормированных на фон концентраций (Кс), и их соотношения в АГП в комплексе с геологоформационными и тектоническими критериями использовались для вывода о рудноформационном типе прогнозируемого оруденения. В качестве основного использовался ряд по наиболее представительному компоненту ПГС.

Выделение рудоносных и потенциально рудоносных АГП и их объединение в зоны, районы и узлы проводилось на основе моноэлементных и полиэлементных геохимических карт, построенных по всем изученным компонентам ПГС. Создание интегральной карты проводилось путем совмещения монокомпонентных карт на единой топографической основе и оконтуривания на ней объектов оценки – интегральных АГП. Последние позволяют локализовать в пределах геологических структур наиболее перспективные аномальные геохимические площади, за пределами которых возможность выявления рудных месторождений крайне мала.

### 2.2. Региональные геохимические поля района

Исследуемая территория находится на восточном склоне Северного Урала, в пределах Турьинско-Ауэрбаховского и Валенторского рудных районов. В регионально-тектоническом плане она находится в пределах Тагильской мегазоны (УР II), в составе которой выделяются Ивдельская (УР II.6) и Красноуральская (УР II.8) структурно-формационные зоны (СФЗ) [Гусев и др., 2013г.]. Здесь же обособляется два рудных района: Валенторский и Турьинско-Ауэрбаховский.

*Ивдельская СФЗ* (УР II.6) расположена в северо-западном краю Тагильской мегазоны и состоит из комплексов: терригенно-осадочных (кайнозой: квартер-неоген-монтоморилонитовые глины, пески, песчаники, алевролиты; палеоцен – пески, глины, песчаники и конгломераты), осадочных (мезозой – меловые коры выветривания, пески, песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты) и магматических (палеозой – раннекаменноугольный диорит-гранитовый, девонский вулканогенно-терригенный, позднеордовикско-раннедевонский андезитобазальтовый, позднеордовикско-позднедевонский габбро-диорит-гранодиоритовый комплексы) пород. К зоне приурочены меднорудные проявления; месторождения и проявления железа, кобальта и алюминия.

*Красноуральская СФЗ* (УР II.8) представлена кайнозойским и мезозойским осадочными, палеозойскими магматическими комплексами пород и кристаллическим фундаментом. С палеозойскими комплексами связаны россыпи (Au, Au-Pt), а с палеозойскими комплексамиосновные золоторудные, Fe-Cu-скарновые, медно-цинково-колчеданные месторождения, а также Hg-Sb, полиметаллические проявления. Кристаллический фундамент представлен протерозойскими породами Салдинского поднятия, преимущественно гнейсами.

В пределах Валенторского рудного района развиты преимущественно нижнесилурийские вулканогенные формации: однородная спилит-диабазовая («фундамент»), контрастная базальт-риолитовая (рудовмещающая), непрерывная андезито-дацитовая, андезитобазальтовая и трахит-базальтовая (перекрывающие). В структурном плане Валенторский район расположен в пределах одноименной вулкано-тектонической депрессии Саумско-Валенторской структурно-формационной зоны Тагильского синклинория, сложенной породами контрастной базальт-риолитовой формации. Валенторская вулканотектоническая депрессия осложнена тектоническими депрессиями и кальдерами второго порядка (Галкинской, Валенторской, Князевской, Иовской и др.), к которым приурочены все известные полиметаллические месторождения (Галкинское, Валенторское) и многочисленные медные, медно-колчеданные и полиметаллические рудопроявления. Кальдеры обычно сложены несколькими поколениями эффузивно-экструзивных куполов в ассоциации с разнообразными туфовыми и пемзоигнимбритовыми покровами.

В **Турьинско-Ауэрбаховском рудном районе**, как отмечалось ранее, близко совмещены различные геолого-промышленные типы оруденения (Fe, Cu, Au). Эта особенность обусловлена его положением в узле пересечения региональных разрывных структур– субмеридионального и иного простирания [Минина, 1994]. Район расположен в пределах Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса ранне-среднедевонского возраста [Викентьев и др., 2016].

По современным представлениям этот пояс сформировался в режиме активной континентальной окраины в результате коллизии Тагильской островной дуги с Восточно-Уральским микроконтинентом [Язева и др., 1991], т.н. "мягкой коллизии" [Пучков, 2010].

## 2.3. Выделение комплексных моно- и полиэлементных аномалий

Всего в пределах территории была отобрана 241 проба, из них 94 пробы почв, 91 донных отложений и 56 проб коренных пород (Рис. 2.2). На основе полученных результатов аналитических работ (по опробованным компонентам ПГС) и работам предшественников были составлены моноэлементные и полиэлементные геохимических карты, карты с выявленными аномалиями, ландшафтно-геохимические, геохимической специализации геологических комплексов, прогнозно-геохимические карты.



Рис.2.3.Схема исследуемой территории с аномальными геохимическими районами перспективными на выявление рудных объектов. 1–Валенторское месторождение; 2–платиновые россыпи верховьев р. Кытлым; 3–34й-квартал; 4–Вадимо-Александровское месторождение; 5–Краснотурьинское месторождение; 6– Песчанское; 7–Воронцовское золоторудное месторождение; 8–Богословское; 9– Тотинское месторождение.

Наиболее детально изученные листы **O-40**, **41** расположены в пределах Тагильской мегазоны (УР II). По данным региональной геохимической съемки были выделены Воронцовская (более 488 км<sup>2</sup>), Валенторская (IV-1) и Конжаковская (IV-2) геохимическая зона с выделенными одноименными рудно-геохимическими узлами. При выделении Валенторской (IV-1) и Конжаковской зоны в основном учитывались только результаты литохимического опробования коренных пород, т.к. в результате длительной истории горнодобывающей и перерабатывающей промышленности территория подверглась интенсивному техногенному загрязнению.

Валенторская геохимическая зона (IV-1) (Рис.2.3) располагается в северо-восточной части территории листа О-40, не оконтурен с севера. Площадь аномального геохимического узла сложена вулканогенными породами силурийского возраста. Валенторское медноколчеданное месторождение (Рис. 2.3) приурочено к вулканитам контрастной базальт-риолитовой формации (5/S1), слагающим слабодеформированную вулканическую структуру с пологим залеганием рудных тел. Рудный узел фиксируется аномалиями Pb, Cu, Zn, Ag и Sn в коренных породах и донных отложениях; интенсивность аномалий средняя. Наличие в пределах рудной зоны

промышленного колчеданного месторождения и недостаточная опоискованность его флангов позволяет с высокой вероятностью предполагать возможность увеличения его запасов.

Конжаковская геохимический зона (IV-2) (Рис.2.3) приурочен к одноименному горному массиву, сложенному дунит-пироксенит-габбровым геологическим комплексом (5/O3). С дунитами этого комплекса связано платиновое оруденение (Рис. 2.3): среднее содержание платины на всю массу дунитов составляет 0,13 г/т., а в участках, обогащенных хромитовыми шлирами, - до 0,5 г/т. Кроме того на данной площади известны медные проявления колчеданного типа: Серебрянское, Никольское, Первый и Второй Ключевские рудники, Масловский и Мурзинский рудники. Характер геохимических спектров обнаруживает четкую сидерофильную направленность (Ni, Cr, Co, Mn, V) при практическом отсутствии халькофильных элементов. Конжаковский рудогеохимический узел перспективен на платину; вероятность обнаружения промышленных скоплений медноколчеданных руд мала. При этом территория узла, выделенного по геохимическим данным, в три раза превышает площадь собственно Конжаковского массива, и в десятки раз площадь развития дунитов.

Воронцовский геохимическая зона (I-2) (Рис.2.3). В ней известно крупное Воронцовское Au-As-Sb-Hg-Tl месторождение, пространственно сопряженное с магнетитовыми скарнами, развитыми в западном экзоконтакте Ауэрбаховского габбро-диорит-гранитного массива [Викентьев и др., 2016; Murzin et al., 2017].Золотое оруденение тяготеет к зоне крупного взброса и сопряженного с ним надвига и локализовано в виде линзообразных залежей вдоль пологопадающего на запад контакта (осложненного брекчированием) известняков с перекрывающими вулканокластическими породами. Среди рудных минералов преобладает тонкокристаллический пирит, с ним ассоциируют арсенопирит, аурипигмент, реальгар, блеклая руда, висмутин, антимонит, киноварь, мелкое и тонкое самородное золото, многие редкие минералы, включая таллиевые. С поверхности развиты окисленные золото-гидрогетитовые руды. Для его геохимических ореолов типичны Ag, As, Sb, Ba, Co. Также известны средние и малые Feи Cu-Fe-скарновые месторождения (Краснотурьинская и Песчанская группы и др.) и малое бокситовое Тотинское месторождение (Рис.2.3).

На территории изучались аномальные геохимические поля в почвах, донных отложениях и коренных породах. Определение содержаний подвижных форм элементов в почвах и донных отложениях проводилось методом ICP-MS в лаборатории ФГУП «ИМГРЭ». В ходе анализа были определены содержания подвижных форм для 53 элементов: Be, P, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, I, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Au, Tl, Pb, Bi, Th, U.

Определение валовых содержаний химических элементов в коренных породах проводилось методом ПКСА в лаборатории Бронницкой ГГЭ. В коренных породах определялось

валовые содержания 40 элементов: Li, Be, B, P, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Ba, La, Ce, Yb, Hf, Ta, W, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U.

Аномальные геохимические поля подвижных форм химических элементов в почвах и донных отложениях обычно, пространственно тесно связаны между собой, но могут быть и разобщенными. Группу сидерофильных элементов представляют Ni, Co, Fe, основными рудообразующими являются халькофильные Cu, Zn, Pb, Au, Ag.

Аномалий *кобальта* в почвах не наблюдается, в донных отложениях наблюдаются аномалии в северо-западном углу карты, они ассоциируют с известными Ni-Co месторождениями и проявлениями.

Для *цинка* характерно несовпадение мест локализации аномалий в почвах и донных осадках (Рис. 2.4-Zn), более широкое развитие и бо́льшая контрастность аномалий в донных отложениях. В донных осадках распределение аномалий Zn имеет, в основном, обратную корреляцию с распределением аномалий в почвах. Следует отметить, что рудные месторождения располагаются на периферии аномалий, или за их пределами, но в непосредственной близости.

Аномалии подвижных форм *серебра* в почвах проявлены слабо и приурочены к участкам месторождений Au, Cu, Ni. Аномалии подвижных форм Ag в донных отложениях распространены шире, чем в почвах. В пределах района в двух пробах донных осадков выявлены  $C_{Ag}$ = 0,7 г/т и 0,5 г/т.

Контрастная аномалии *золота* (Рис.2.4-Аu) находятся у южной части листа и выделены в донных осадках методом атомной абсорбции. В почвах значения не превышают фон. Аномалии разобщены и могут фиксировать фрагменты единого аномального поля, где возможно прогнозирование золотого объекта.

Постоянными спутниками Au в золоторудных месторождениях являются Sb и As. Основная аномалия *сурьмы* субмеридиональной ориентировки локализуется в почвах в северной части листа, но для всей территории отмечены низкие ее содержания в почвах. В донных осадках аномалии Sb имеют большее распространение и интенсивность, наиболее контрастные из них приурочены к Воронцовскому рудному полю.

Аномалии *мышьяка* (Рис. 2.4-Аs) в почвах локализуются в западной части и к югу от месторождения. Они могут быть связаны с переносом обогащенной As пыли, но не исключена и ее рудная природа. В донных осадках аномалия As высокоинтенсивная. Пространственно она совмещается с описанной выше аномалией Sb в донных отложениях.

В пределах района выделены две аномалии *меди* (Рис. 2.4-Си): №1 (9,55 км<sup>2</sup>) и №2 (37,84 км<sup>2</sup>). Более крупная из них приурочена к Воронцовскому (Au) месторождению. В донных осадках аномалии Сu распространены значительно шире, для них характерно совмещение с аномалиями Cu в почвах, большие размеры и интенсивность. Аномалия №1 расположена к

северу и может быть связана со средними по масштабу Cu-Fe-скарновыми месторождениями Краснотурьинской группы и мелким – 34 квартал.

Аномалии *галлия* в почвах развиты слабо, не обнаруживая связи ни с техногенными объектами, ни с месторождениями. В донных осадках аномалии Ga выявляются в северной части листа. Природа аномалии может быть смешанной. На ее южном фланге расположен г. Краснотурьинск (с Богословским алюминиевым заводом) и ряд месторождений (Ni, Co, Fe, Au, Cu, Zn), а к северу – крупнейший на Урале бокситовый район СУБР.

Для аномальных полей *молибдена* в почвах характерно несовпадение аномалий в почвах и донных осадках, более широкое развитие и бо́льшая контрастность вторых.

Аномалии *теллура* в почвах и донных осадках имеют высокую интенсивность. Наиболее контрастные и обширные аномалии коррелируются с аномалиями As. Они приурочены к рудным полям названных выше месторождений и к другим рудоносным зонам с преимущественно сульфидной минерализацией.

Геохимическая ассоциация накопления в почвах состоит из 18 элементов, его суммарная интенсивность средняя ( $\sum Kc = 40,2$ ), а дифференцированность – высокая (Vcp = 83). Большая часть из них представлена редкоземельными элементами, обычно с высокой степенью дифференциации при слабом и умеренном накоплении. В донных осадках установлено накопление 28 элементов. Ранжированный ряд образуют элементы-индикаторы Cu-Fe-скарновых (Cu, Sn, Fe, Co, V) и золоторудных (Sb, Bi, Te, Ag, As, Cd) месторождений. Из первых максимальным накопление характеризуется Cu (Kc = 8,0), из вторых – Sb (Kc = 4,2). Суммарная интенсивность накопления – средняя, близка к высокой ( $\sum Kc = 71,1$ ), дифференцированность их содержаний средняя (Vcp = 70).



1 - Макарьевское, 2 - Чернореченское, 3 - Волчанское, 4 - Дражный участок, 5 - Волчанское, 6 - Ларьковское, 7 - Устейские рудники 1, 11, 9 - 34 квартал, 10 - Вадимо-Александровское, 11 - Краснотурынская труппа, 12 - 24-е рудное тело, 13 - Песчанское, 14 - Ауэрбаховское, 15-17 - Серовское, 18-19 - Воронцовское, 20 - Замарайское, 21 - Кольский рудник, 23 - Колинское, 24 - Крутоложское, 25 - Комаровское, 26 - Тотинское, 27 - Катасьминское, 28 - Серебрянское, 29 - Верхне-Лобяниское, 30 - Катасьминское, 31 - Мысовское, 32 - Рыбное.

Рис.2.4. Карта геохимических аномалий (Au) золота, (As) мышьяка, (Cu) меди, (Zn) цинка. Вверху показаны аномалии по почве, снизу аномалии по донным осадкам.

## 2.4. Прогнозно-геохимическая карта

Месторождения и рудопроявления учтены, как прямые признаки рудоносности геологических структур с определенной металлогенической специализацией и перспективные для выявления аналогичных объектов. Прогнозно-геохимическая карта строится по АГП элементов в почвах и донных отложениях (содержания подвижных форм) и в коренных породах (валовые содержания). Наиболее информативными для прогнозной оценки оказались данные анализа почв и донных отложений. Для их использования были построены карты распределения аномальных геохимических полей.

Типоморфные ассоциации химических элементов, ранжированные по убыванию величин их нормированных на фон концентраций (Кс), и их соотношения в АГП в комплексе с геолого-формационными и тектоническими критериями использовались для интерпретации рудно-формационного типа, прогнозируемого оруденения. В качестве основного использовался ряд по наиболее представительному компоненту ПГС.



1 – Макарьевское, 2 – Чернореченское, 3 – Волчанское, 4 – Дражный участок, 5 – Волчанское, 6 – Ларьковское, 7 – Устейские рудники I, II, 9 – 34 квартал, 10 – Вадимо-Александровское, 11 – Краснотурынская группа, 12 – 24-е рудное тело, 13 – Песчанское, 14 – Ауэрбаховское, 15-17 – Серовское, 18-19 – Воронцовское, 20 – Замарайское, 21 - Кольский рудник, 23 – Колинское, 24 – Крутоложское, 25 – Комаровское, 26 – Тотинское, 27 – Катасьминское, 31 – Мысовское, 32 – Рыбное.

Рис.2.5. Прогнозно-геохимическая карта р-на Воронцовского золоторудного месторождения.

Выделение рудоносных и потенциально рудоносных АГП и их объединение в зоны, районы и узлы проводилось на основе моноэлементных и полиэлементных

геохимических карт, построенных по всем изученным компонентам ПГС. Создание интегральной карты проводилось путем совмещения покомпонентных карт на единой топографической основе и оконтуривания на ней объектов оценки – интегральных АГП. Последние позволяют локализовать в пределах геологических структур наиболее перспективные *аномальные геохимические площади*, за пределами которых возможность выявления рудных месторождений крайне мала, в данном случае это **Воронцовская геохимическая зона** (**I**)

Воронцовский (2) железо-медно-золотой рудно-геохимический узел (Рис. 2.5). С запада район протягивается на территорию листа О-40-VI. На листе О-41 в пределах Красноуральской СФЗ известны: крупное Воронцовское золото-сульфидно-кварцевое месторождение. Для его геохимических ореолов, сопровождающих золото-сульфидное оруденение, типичны Ag, As, Sb, Hg, Ba, Ti, Co, Cr. Также известны средние и малые медно-железорудноскарновые месторождения (З4й квартал, Краснотурьинская группа, Песчанское и др.) и малое бокситовое Тотинское месторождение.

Геохимический ландшафт горно-таежный. Район изучен 6 пробами почв и 4 пробами донных отложений. У западной границы района в двух пробах донных осадков выявлены содержания серебра 0,7 г/т (т.н. 7861) и 0,5 г/т (т.н. 7864).

Наиболее важными полезными ископаемыми для региона являются золото и серебро.

В районе прогнозируются золото-сульфидно-кварцевая  $(Au_2)$ мелно-И железорудно-скарновая золотосодержащая (FeCuAu) рудные формации. Месторождения этих формаций в районе уже известны. В целом, перспективность района в отношении рудых полезных ископаемых высокая. По аналогии со штатом Невада мы ожидаем основные открытия золоторудных месторождений и родственных ему типов оруденения в "трендах" северо-западной ориентировки (Рис. 2.6). Перспективность района по золоту В районе известно крупное Воронцовское (Au) высокая. месторождение. Минерагенический потенциал Cu- 611,0 тыс. т (средний), потенциал Au близок к высокому (48,9 т).


Рис. 2.6 Штриховкой оказаны зоны-концентраторы (тренды) золотого и родственного ему оруденения [Викентьев и др., 2022]. Геологическая основа, позиция месторождений и проявлений - на основе ГИС-Атласа «Недра России» (https://vsegei.ru/ru/info/atlaspacket/). 1-4 – месторождения железа: крупные, средние, мелкие, проявления; 5-7 – месторождения меди: средние, мелкие, проявления; 8 – проявления меди и молибдена; 9 – средние месторождения меди и железа; 10 – месторождения меди и железа и меди; 11 – проявления меди и цинка; 12 – мелкие месторождения железа меди и кобальта; 13 – проявления хрома; 14 – крупное месторождение никеля и кобальта; 15 – проявления и палладия; 16-18 – месторождения золота: крупные, мелкие проявления; 19 – проявления урана; 20-21 – россыпи золота, платины; 22 – линейные рудоносные зоны ("тренды").

#### 2.5. Геохимические особенности геологических комплексов и рудных объектов

Геохимическая специализация геологических комплексов позволяет определить спектр устойчивых геохимических ассоциаций, соответствующих геологическим комплексам, развитым на исследуемой территории; закономерности выявить пространственного распределения устойчивых геохимических ассоциаций, соответствующих тем или иным геологическим комплексам; дать основу для геохимического районирования исследуемой территории;

Исходными материалами для геохимической специализации геологических комплексов послужили аналитические данные полуколичественного спектрального анализа проб коренных пород, отобранных в процессе проведения полевых работ.

Палеозойский этап характеризуется наибольшим разнообразием обстановок формирования магматических, осадочных и метаморфических горных пород. Геодинамические обстановки этого времени отвечают пассивной окраине Восточно-Европейского палеоматерика, раннепалеозойскому Уральскому палеоокеану, позднеордовикско-раннедевонской Тагильской И девонской Восточно-Уральской палеоостроводужным ранне-среднекаменноугольной активной системам, континентальной окраине, позднепалеозойскому компрессионному орогену.

Самыми древними из изученных пород палеозойского этапа являются геологические комплексы ордовикской системы. В эту эпоху (поздний ордовик-ранний силур) внедрялись дунит-клинопироксенит-габбровые и габброноритовые интрузии Платиноносного пояса Урала (качканарский и тагило-кытлымский комплексы) и сходные с ними габбро-перидотитовые плутоны Восточно-Уральской мегазоны (уктусский и давыдовский комплексы). Для геологических комплексов этого возраста и состава характерны месторождения и проявления Fe, Cr и Pt, Au.

Среднеордовикско-ранесилурийские дунит-клинопироксенит-габбровыекомплексыимеют геохимическую ассоциацию элементов накопления сидеро-халько-литофильный тип (Bi, Ce, La, B, Pb, W, P, Sn, Nb, Li, Be, Yb, Ni). В дефиците же прослеживается тоже сходство, которое выражено в лито-халько-сидерофильном типе геохимической ассоциации (Mn, Ge, Cr, Ag, V, Mo, Ti, Sc, Cu).

Силурийско-раннедевонские вулканические серии отвечают стандартному формационному ряду островодужной системы, сформировавшейся над палеозоной субдукции.

В Красноуральской СФЗ (УР II.8) для базальтоидов верхнего ордовиканижнего силура устновлен дефицит Bi, V, Cu, Mn, P, Sc, Ti, Ce, Co и др. элементов

геохимической ассоциации халько-лито-сидерофильного типа, накопления выявлено не было.

В Красноуральской СФЗ (УР II.8) андезито-базальтовый комплекс ранесилурийского-раннедевонского возраста характеризуется дефицитом группы элементов (Се, La, Bi, P, Pb, Ba, Nb, Be, Sn, W, Ga), что является сидеро-хальколитофильным типом геохимической ассоциации.

В девоне сформировались преимущественно карбонатные отложения шельфа. Также зафиксировано несколько континентальных перерывов, наиболее крупные из которых имели место в начале и в конце эмсского века, и сопровождались формированием латеритных кор выветривания и бокситов. В пражский век происходит формирование мощной толщи умеренно-щелочной базальт-трахиандезит-дацитовой формации [Ферштатер, 2007].

Также был изучен девонский гранодиорит-гранитовый подкомплекс Салдинской СФЗ. Плагиограниты этого подкомплекса в накоплении имеют лито-халькосидерофильную (Cr, Sr, Pb, V, Ba, Sc) группу элементов, а в дефиците халько-сидеролитофильную группу химических элементов (Be, Nb, B, Cu, Zn, Ge).

Мезозойско-кайнозойская история геологического развития изучаемой территории может быть разделена на два этапа – раннемезозойский и среднемезозой-кайнозойский. К поздней перми восточная часть Уральского орогена закончила свое поднятие. Здесь начались интенсивные процессы пенепленизации и образования площадных кор выветривания, перекрытые вулканогенными образованиями ранне-среднетриасовой базальт-риолитовой формации (туринская серия) в сочетании с терригенными осадками, геохимическая специализация которой обусловлена дефицитом сидеро-хальколитофильного типа ассоциации химических элементов [Сурков, 1981]. В раннесреднеюрское время территория представляла собой возвышенную денудационную равнину, центральная часть – область с относительно расчлененным рельефом.

Проведенный анализ распределения химических элементов в геологических комплексах и подкомплексах позволил выявить следующие закономерности:

В Ивдельской СФЗ (УР II.6) ассоциацию накопления образуют V и Ві, определяя сидеро-халькофильный тип специализации накопления.

В Красноуральской СФЗ (УР II.6) геохимически изучены кайнозойский осадочный и палеозойский интрузивный комплексы. Для пород осадочного комплекса характерно обогащение сидерофильными Cr, Ni и Co. Специализация интрузивных комплексов комплексная, в ней участвуют элементы всех геохимических групп. В целом, накопление

в породах Красноуральской СФЗ (УР II.6) – сидеро-халько-литофильного типа (Bi, Ce, La, Ni, Nb, Cr, Pb).

Высокое содержание элементов группы железа (Cr, Ni, Co и др.) установлено во всех гранитоидах региона. Можно предположить, что формирование плутонических гранитоидных ГК на протяжении всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя происходило при значительном влиянии мантийного вещества, вне зависимости от того, как происходило формирование гранитной магмы и на каких глубинах.

#### 2.6. Геохимическая характеристика Воронцовского рудного поля

В последние годы на территории Воронцовского месторождения ФГБУ ИМГРЭ проводило опытно-методические работы по геохимическому обеспечению прогнознопоисковых работ с разработкой технологии ведения опережающих геохимических поисков, критериев оценки аномальных геохимических полей и обоснованием потенциально рудоносных площадей. Целью работ являлось изучение закономерностей состава и строения первичных и остаточных геохимических ореолов золотого оруденения Воронцовского типа и выявление его геохимических признаков в гипергенной среде для разработки поисковой геолого-геохимической модели. Часть результатов отражена в отчете [Юшко и др., 2007]. В рамках настоящей работы проведен дополнительный анализ данных, полученных по месторождению.

*Геохимическое опробование* коренных пород и коры выветривания в основном шло по керну буровых скважин и дубликатам керновых проб Воронцовской ГРП (Рис. 2.6.1). Всего опробовано 4 разреза: 3 разреза через главную рудную залежь по буровым линиям 48, 56<sup>6</sup>-57, 62. Всего опробовано 34 скважины. Опробование керна проводилось по всей длине скважины методом пунктирной борозды (длина интервала 1-5 м, редко до 10 м) и с учетом литологических разновидностей пород. По тем интервалам, где керн не сохранился, опробовались дубликаты проб, которые отбирались по интервалам длиной в среднем 1-3 м. Общее количество проб по 4-м разрезам составило 579.

Поверхностное геохимическое опробование проводилось по профилям над главным рудным телом на Центральном участке Воронцовского рудного поля. Точки опробования почвенного горизонта «В» в пределах северной части рудного поля, существенно измененной процессами техногенеза, во всех случаях располагались на участках сплошного почвенного покрова с выраженным вертикальным профилем глеевоподзолистого характера вне скоплений явно чужеродного техногенного материала. Шаг опробования по единственному профилю, пройденному здесь вкрест простирания рудной зоны, составлял от 20 до30 метров.



Рис. 2.6.1. Размещение объектов опробования ИМГРЭ на площади Воронцовского месторождения. 1 – гранитоиды ауэрбаховского комплекса; 2 – скарны; 3, 4 – проекции контуров рудных тел на дневную поверхность: 3 – эндогенные руды, 4 – гипергенные руды; 5 – разломы; 6 – профили геохимического опробования почв, ИМГРЭ; 7 – профили геохимического опробования почв, по данным Ворониовской ГРЭ; 8 – номера скважин, опробованных ИМГРЭ; 9 – разведочные линии.

Общая протяженность пяти опытных геохимических профилей в пределах Воронцовского рудного поля составила 2440 м, общее количество проб – 348 (с контрольными пробами).

В результате обработки работ были выявлены типы ассоциаций на площади Воронцовского рудного поля. Каждый тип охарактеризован ранжированным по убыванию коэффициентов концентрации рядом ведущих элементов. Числа перед символом элементов являются коэффициентами концентрации осредненными по всем пробам в данном типе. В каждом типе по интенсивности выделены фоновые «неспециализированные», переходные и аномальные ассоциации.

Было установлено, что главная золоторудная залежь (уч. Центральный), расположенная как среди коренных пород, так и в коре выветривания, проявляется в гипергенной среде (почвенный горизонт В) вторичными ореолами трех геохимических типов:

№1 2,1As 1.2Mn 1.2Cu 1.1Zn 1.08V 1.03Sn 1.01

№2 3.5Ag 3.2As 1.5Ba 1.5Ni 1.3Mn 1.26Hg 1.23Co

№3 7.0Zn 5.8Mn 4.1Pb 2.8Ag 2.45As Cu2.3 1.7Hg,

которые отмечаются по профилям Л-46, ПР-11 и Л-4.

Общим для этих геохимических типов является присутствие мышьяка и марганца, халькофильных элементов (Cu, Zn, Ag, Pb), а также ртути. Их состав наследует геохимическую специализацию коренной золоторудной минерализации Воронцовского месторождения (As, Hg, полиметаллы).

Первичные геохимические ореолы Воронцовского месторождения имеют поликомпонентный состав и вместе с рудами образуют мощную рудно-ореольную зону, приуроченную к контакту вулканогенно-осадочных и карбонатных толщ. Она прослеживается в субмеридиональном направлении на 2,7 км при ширине в плане от 30 до 600 м. В центральной части месторождения ее мощность достигает 300 м, а на северном и южном флангах – около 40 м. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов Воронцовского месторождения изучены на примере наиболее представительно опробованного сводного поперечного разреза по буровым линиям 566 и 57(Рис. 2.6.2).

Основными ореолообразующими элементами Воронцовского месторождения являются Au, Ag, As, Hg, Sb, Pb, Zn, Cd, Cu, Ba, Mn, Tl (Puc. 2.6.3).

Морфологически ореолы в общих чертах повторяют строение золоторудной зоны и характеризуются в целом пластообразной формой с пологим падением на запад (15-30°). В вертикальном разрезе строение их асимметрично: они шире распространены в висячем боку рудной залежи среди вулканогенно-осадочных пород и значительно меньше – в лежачем, который сложен мраморизованными известняками.



Рис. 2.6.2. Геологический разрез Воронцовского золоторудного месторождения (линии 56<sup>6</sup>/57), по материалам Воронцовской геологоразведочной партии (Бобров В.Н. и др.) [Викентьев и др., 2022]. 1-3 – четвертичные отложения: 1, 2 – озерные отложения (1 – торф, 2 – глины); 3–терригенные наносы; 4-6 – краснотурьинская свита, карбонатная толща:4 – мраморы, 5 –известняковые брекчии, 6 –окремненные известняки; 7, 8 – дайки монцодиоритов (7) и диабазовых порфиритов (8); 9 – аргиллизиты по средне-крупнообломочным туффитам (а) и туфопесчаникам, туфоалевролитам (б); 10, 11 – кора выветривания структурная (10а), перемещенная (10б), карст (11); 12 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые в коре выветривания (б); 13 – граница развития кор выветривания; 14 – разломы (взбросы, надвиг); 15 – контуры золоторудных тел.









Рис. 2.6.3. Первичные мультипликативные ореолы Au, Sb, As, Hg, Ag, Pb,Cu, Cd в сводном разрезе по буровым линиям 56б и 57 Воронцовского месторождения [Викентьев и др., 2022].

В целом рудно-ореольную зону наиболее хорошо отражает мультипликативный ореол группы элементов привноса (Au, Ag, Hg, As, Sb, Pb, Zn, Cu, Cd, Bi, Te, Tl, Co, Ni, Мо, В). Контрастность его (по значениям логарифма произведения содержаний) достигает 20 порядков (Рис. 2.6.3). На западе он слабо контрастен и достигает ширины 75 м, в центральной части разреза он наиболее контрастен, а к востоку мощность его резко сужается до 5 м из-за эрозии верхней фронтальной части рудно-ореольной зоны. Наиболее высокие градации ореола пространственно ассоциируют этого с брекчированными известняками и вулканогенно-осадочными породами вблизи контакта с известняками, а также приурочены к контакту известняков с дайками диоритовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов.

Наиболее контрастные и большие по размерам ореолы образуют золото, серебро, мышьяк, ртуть, сурьма, свинец, кадмий, таллий и медь.

Золото. Содержание золота в рудно-ореольной зоне варьирует от 0,02 до 30 г/т. Наиболее интенсивны его ореолы в центральной части залежи, где максимальные содержания золота приурочены к брекчированным известнякам и вулканогенноосадочным породам вблизи их контакта (Рис. 2.6.3). Резкое выклинивание наиболее богатых участков рудной залежи при прослеживании слабых аномалий золота по падению, возможно, свидетельствуют о влиянии внутрирудной тектоники, в частности активизации подвижек по крутопадающей системе разрывных нарушений, контролирующей размещение даек диабазовых порфиритов.

Сурьма. Содержания сурьмы в рудно-ореольной зоне варьируют от 5 до 3000 г/т. Особенности внутреннего относительно симметричного строения ee ореола свидетельствуют о том, что она фиксирует осевую зону рудолокализующей структуры (золоторудной залежи), В которой максимальное развитие получила поздняя сульфосольно-полиметаллическая минеральная ассоциация (Рис. 2.6.3).

*Мышьяк*. Содержания мышьяка в рудно-ореольной зоне составляет 50-6000 г/т. При этом поля максимальных его концентраций смещены в сторону висячего бока рудной залежи и получили наибольшее распространение в вулканогенно-осадочной толще, где преимущественно развита ранняя арсенопирит-пиритовая минеральная ассоциация; указанные поля как бы окаймляют области максимальных содержаний золота (Рис. 2.6.3).

*Ртуть*. Содержания ртути в рудно-ореольной зоне составляют от 0,03 до 2.7 г/т. Поля максимальной градации ее содержаний отчетливо фиксируют две области в пределах общего ореольного поля ртути: первая связана с осевой зоной рудной залежи и хорошо коррелирует с ореолом высоких концентраций сурьмы, а вторая – приурочена к ее висячему фронтальному боку (Рис. 2.6.3). Сложное строение ореола ртути

определяется присутствием, наряду с киноварью, других минералов-концентраторов этого металла: сульфосолей акташита Cu<sub>6</sub>Hg<sub>3</sub>As<sub>4</sub>S<sub>12</sub>, воронцовита (Hg<sub>5</sub>Cu)<sub>Σ6</sub>TlAs<sub>4</sub>S<sub>12</sub>, цыганкоита Mn<sub>8</sub>Tl<sub>8</sub>Hg<sub>2</sub>(Sb<sub>21</sub>Pb<sub>2</sub>Tl)S<sub>48</sub>, рутьерита TlHgAsS<sub>3</sub>, кристита TlHgAsS<sub>3</sub>, самородного золота (содержит 0,2-0,5 до 11% Hg), сфалерита (до 23%Hg); до 0.9 % Hg встречается и в пирите [Викентьев и др., 2016;Vikentyev et al., 2019]. Наличие всего лишь слабо контрастных аномалий ртути в восточной части залежи свидетельствует о значительной эродированности здесь фронтальной зоны, для которой ртуть обычно является характерным элементом.

Серебро. Содержание серебра в рудно-ореольной зоне колеблется от 0,3 до 60 г/т. Максимальное накопление этого металла в ореолах характерно для восточной части рудной залежи над богатыми ее участками. Узкие контрастные ореолы серебра отмечаются на контакте с дайкой диоритовых порфиритов.

*Свинец.* Содержание свинца в рудно-ореольной зоне колеблется от 40 г/т до 1,5%. Отмечается две тенденции его накопления в ореолах: в основной рудно-ореольной зоне поля его максимальных концентраций смещены к востоку и висячему боку рудной залежи, кроме того узкие высококонтрастные ореолы этого металлы отмечаются в приконтактовой зоне дайки диоритовых порфиритов. В последнем случае с ними коррелируют высокие концентрации цинка, кадмия, висмута, серебра и меди.

*Медь.* Содержания меди в рудно-ореольной зоне составляют от 100 г/т до 1%. Для меди характерно отсутствие единого ореольного поля, она образует серию небольших аномалий в тыловых и фронтальных областях как отдельных богатых участков оруденения, так и рудной залежи в целом. Подобная морфология и строение ореолов свидетельствует о процессе переотложении меди на поздних стадиях формирования руд. Кроме того, в приконтактовой зоне дайки диоритовых порфиритов также развиваются узкие контрастные ореолы меди.

В рудно-ореольной зоне так же присутствуют в повышенных количествах кадмий (1-300 г/т), цинк (100 г/т –1.1%), висмут (5-100 г/т), молибден, барий, марганец, никель, кобальт.

Анализ распределения элементов в рудно-ореольной зоне позволяет выявил следующую вертикальную зональность в ореольном геохимическом поле (сверху вниз): в висячем боку золоторудной залежи (фронтальная зона) накапливаются As, Zn, Hg, Pb, Ag, (Cu), в осевой зоне рудной залежи – Sb, Hg, Tl, As, в подрудной зоне (лежачем боку) – Zn, Cd, Cu, Pb, Ag, Bi.

В поперечном (широтном) сечении анализ распределения элементов в рудноореольной зоне показал следующую вертикальную зональность геохимического поля

(сверху вниз): в висячем боку золоторудной залежи (фронтальная зона) накапливаются As, Zn, Hg, Pb, Ag, (Cu), в осевой зоне рудной залежи – Sb, Hg, Tl, As, в подрудной зоне (лежачем боку) – Zn, Cd, Cu, Pb, Ag, Bi.

Характер рудно-ореольной зоны в целом свидетельствует о том, что ассоциирующий с золотом комплекс сульфидов и сульфоарсенидов отвечает верхним уровням полиметаллической минерализации. Для нижних, подрудных частей рудноореольной зоны характерно развитие в известняках на контакте с дайками золотосодержащей полиметаллической ассоциации с низкими содержаниями Sb, Hg и As. Сравнение геохимических признаков восточной, центральной и западной областей рудноореольной зоны позволило установить, что в восточной области (ближе к Ауэрбаховскому массиву гранитоидов) наибольшее относительное накопление имеют Ag, Zn, Pb, Mn, Y, Mo, W, в центральной – Au, Cd, Bi, Tl, Cu, а в западной – Sb, Ba, As, Hg, Co, Ni, Sn. Накопление в ореолах восточной части зоны, наряду с элементами верхнерудного уровня (Ag, Zn, Pb), элементов, характерных для нижних уровней сульфидного оруденения, позволяет заключить, что фланговая часть рудно-ореольной зоны на востоке сильно эродирована.

Установлена закономерность, что от центра рудной залежи к ее верхнерудным уровням наблюдается следующая смена ассоциаций элементов:

Au, As<sub>1</sub>, Sb, Tl $\rightarrow$  Ag, Zn, Pb, Cu, Cd, Ni  $\rightarrow$  As<sub>2</sub>, Hg, Ba, Bi, Tl, Mn, Cd

Вторичные литохимические ореолы рассеяния. В центральной части Воронцовского месторождения вторичные литохимические ореолы золота достаточно выдержаны и контрастны при общем понижении содержаний золота на порядок относительно золотоносной коры выветривания. Значения мультипликативного показателя элементов привноса (Ag×Zn×Cu×Hg×As) более контрастны и превышают фон на 5-7 порядков (рис.2.6.4). Отрицательные ореолы (Sr×Cr×V×Zr×Nb) выражены слабо, но хорошо коррелируются с положительными ореолами. Наиболее интенсивными среди моноэлементных ореолов характеризуется мышьяк и золото, остальные элементы (Hg, Pb, Zn, Cu) образуют слабо контрастные ореолы.



Рис. 2.6.4. Распределение золота и значений мультипликативных показателей по профилю, пересекающему открытый остаточный вторичный литохимический ореол (центральный участок Воронцовского месторождения). На графиках буквой А обозначены кривые, полученные при сглаживании эмпирических данных полиномом 5-го порядка, буквой Б– при сглаживании «скользящим окном» в 3 пробы. Схематический геологический разрез составлен по материалам Воронцовской ГРП. 1 – покровные суглинки и супеси щебнистые, 2 – обломочные, реже органогенные образования, накопившиеся в связи с формированием карста, 3 – щебнисто-глинистые образования коры выветривания по вулканогенным породам, 4 – вулканогенные образования, 5 – известняки, 6 – эндогенные руды, 7 – окисленные и переотложенные руды.

Полученные данные, с учетом материалов главы1, позволяют сформулировать

## ПОЛОЖЕНИЕ 1.

Месторождения золота, меди и железа Турьинско-Ауэрбаховского района контролируются разломными зонами северо-западного простирания. Воронцовское золоторудное месторождение отражено в литогеохимических аномалиях Au, As, Sb, Cu, Zn и Pb.

# Глава 3. Локальные геолого-структурные факторы и дайки Воронцовкого золоторудного месторождения

## 3.1 Структурные факторы локализации руд

В региональном плане Воронцовское золоторудное месторождение находится в восточной части Тагильской мегазоны и локализовано в юго-западной экзоконтактовой части Ауэрбаховского габбро-диорит-гранодиоритового интрузива. Оно приурочено к крылу моноклинальной пологопадающей на запад структуры, сложенной вулканогенноосадочными породами краснотурьинской свиты. На контакте с интрузией известняки этой свиты мраморизованы; хорошо проявлен ореол ороговикования.

Золотое оруденение контролируется тремя структурными факторами: 1) маркирующей зоной контакта между толщами известняков и вулканогенно-осадочных пород; 2) параллельными этому контакту пологими надвигами и сопряженными с ними зонами дробления и 3) крутопадающими на запад дизъюнктивными разломами часть из которых контролируют дайки основного и среднего состава. В зоне маркирующего контакта находится горизонт брекчиевидных известняков проблематичного происхождения [Сазонов и др., 1998; Викентьев и др., 2016], в пределах которого локализована значительная часть рудных тел. Обломки брекчий представлены известняками, местами мраморизованными и перекристаллизованными, а цемент сложен смесью вулканогенного, вулкано-терригенного и карбонатного материала с переменными соотношениями.

Отложения краснотурьинской свиты на месторождении пересечены многочисленными дайками, преимущественно средне-основного состава нормальной и повышенной щелочности \_ порфириты пироксен-плагиоклазовые, амфиболплагиоклазовые, долериты, габбро, габбро-долериты, габбро-диориты, лампрофиры типа спессартита и керсантита [Azovskova et al., 2019]. Большая часть даек пропилитизирована, местами скарнирована. Пропилитизированные базитовые дайки несут рассеянную вкрапленность сульфидов, преимущественно пирита. Ореолы скарнирования вдоль сопровождаются магнетит-сульфидной контактов этих даек минерализацией. Лампрофиры в небольшом количестве также содержат рассеянный пирит. Считается, что большинство даек являются дорудными по отношению к золото-мышьяковому оруденению [Сазонов и др., 1991]. Содержания золота в дайках не превышают 0.2 г/т [Нечкин, Ровнушкин, 2011].

Более детальные сведения о геологическом строении месторождения приводятся в [Сазонов и др., 1998; Черемисин, Злотник-Хоткевич, 1997; Викентьев и др., 2016; Murzin et al., 2017], а разработанная модель его формирования показана на рис.3.1.



Рис. 3.1. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения с участием флюидов разного происхождения, по (Викентьев и др., 2016) с изм.

#### 3.2. Дайки базитов и их соотношения с оруденением

Месторождение расположено в западном экзоконтакте Ауэрбаховского интрузивного массива, в 400–500 м от контакта, и ограничено на западе Воронцовским разломом (взбросом) меридионального простирания, падающим на запад под углом 70–80°. На юго-западе месторождение ограничивается Южно-Песчанским разломом северо-западного простирания. На севере оруденение затухает, по падению и простиранию выклинивается. Разломы имеют додайковый и дорудный возраст, ограничивают, реже вмещают оруденение, а также имеют признаки подновления в послерудное время, опровождаются мощными зонами катаклаза в блоке, ограниченном этими разломами и контактом Ауэрбаховской интрузии.



Рис. 3.2. Общий вид дайкового штокверка в северной части Северного карьера Воронцовского месторождения.

Интрузивные породы месторождения представлены мелкими телами-сателлитами диоритов Ауэрбаховского интрузива, расположенными в его западной экзоконтактовой зоне. В поле их развития и западнее развиты многочисленные дайки базитов. Наибольшая концентрация даек установлена на площади месторождения. Сам массив представлен тремя фазами: 1-я – габбро, габбродолериты (vD<sub>1</sub>), 2-я – диориты, кварцевые диориты ( $\delta D_1$ ), 3-я – граниты, гранодиориты ( $\gamma D_{1-2}$ ).

На месторождении встречаются дайки: долеритов и габбро-долеритов, пироксенплагиоклазовых, плагиоклазовых и амфибол-плагиоклазовых порфиритов, диорит- и кварц-диоритовых порфиров, лампрофиров спессартитового типа (одонит, керсантит); среди даек преобладают микродиориты и микрогаббро (диабазы). Вместе они составляют "пестрый" комплекс даек, обычно сопровождающих становление интрузивов вулканоплутонических ассоциаций и характерных для многих золоторудных полей (Ефремова, 1983 и др.). На дайки месторождения локально наложены кварц-гидрослюдистые метасоматиты, с которыми ассоциирует небогатая золото-сульфидная минерализация. Вдоль контактов даек развиты гранатовые и пироксен-гранатовые скарны, которые обычно несут магнетит-сульфидную минерализацию (до 0.2 г/т Au). Большинство даек являются дорудными по отношению к золото-мышьяковому оруденению [Сазонов и др., 1991]. На Воронцовском золоторудном месторождении автором были отобраны образцы даек (диоритов, габбро-диоритов, долеритов и керсантита) (Рис.3.3), а также в исследовании использовались данные проб даек, отобранных в предыдущие годы [Нечкин, Ровнушкин, Азовскова 2019.,]. По результатам минералого-петрографических и петрохимических исследований предшественниками были выделены дайки нормальной щелочности и умеренно щелочные, в том числе лампрофиры типа спессартита и керсантита. Пробы, использованные в работе вынесены на схему карьера (Рис.3.4.)



Рис. 3.3. Фото 2017 г. Проба 41/1/1. Дно карьера (0 уровень на схеме карьера, 2 метра над уровнем моря по GPS), западная стена карьера. Габбро.



Рис. 3.4. Схема карьера с вынесенными точками отбора пробдаек. 1 – пробы пород даек основного состава; 2 – пробы пород даек среднего состава; 3 – Воронцовский взброс; 4 – Воронцовский разлом. Цветовая кодировка пород соответствуют рис. 3.7.

Характерной чертой на месторождении является обилие субмеридиональных крутопадающих маломощных даек образующих густой рой (штокверк) в переделах рудной зоны. Результатом измерений является выделение нескольких систем даек:северосеверо-восточного (340 ° –62 °), юго-юго-восточного (90 ° –190 °) и западного (235 ° – 292°) простирания, углы падения для всех систем даек характерны более 60 °.

Всего в исследованиях используется 58 образцов (нумерация образцов D1-D58) (Прил. 2). Для отобранных образцов были проведены петролого-геохимические исследования, которые включали в себя выяснение содержание петрогенных оксидов, редких и рассеяных элементов. В ходе работ применялись следующие методы исследований:, ICP-MS, PCMA (микрозонд), РФА.

Целью являлось выяснения состава и генезиса данных пород, установить классификацию даек на месторождении и установления связи даек с образованиями Тагильской мегазоны.

#### 3.3. Петрография

По всем отобранным штуфным пробам пород даек были сделаны прозрачнополированные шлифы и выполнены петрографические исследования. По результатам исследования было выделено 8 групп даек. Расмотрим группы с большой выборкой образцов (Рис. 3.5).

Породы относящиеся к низко-щелочным габбро (D-10,13,17,23) имеют гетеробластовую, бластопорфировую структуру. В первичной субвулканической породе вкрапленники присутствовали в виде крупных порфировидных выделений (пироксен, оливин, плагиоклаз из них лишь первый сохраняется относительно свежим). Текстура пятнистая (такситовая). Породы сильно изменены, разбиты сетью тонких трещинок, выполненных кальцитом. В основной массе когда-то были микролиты плагиоклаза и пироксен, сейчас она замещена серицит-хлорит-карбонатным агрегатом. Встречены новообразованные зерна кварца (0,5 мм) с муаровым угасанием, интерференционные окраски – серые первого порядка, по краям зерен кварца – следы травления.

Габбро (D-1,4,6,7 и тд.) – самая обширная группа. Структура долеритовая, бластотпорфировая, текстура массивная с элементами миндалекаменной, минеральный состав: полевой шпат (до 63%), пироксен (до 10%), оливин (до 1%), кальцит (до 1%), магнетит (до 7%), сульфиды, хлорит, серицит, альбит. В основной массе породы встречены пироксен (округлые выделения)и плагиоклаз (вытянутые таблитчатые кристаллы). Некоторые зерна пироксена показывают плеохроизм гиперстенового типа.

Крупные кристаллы плагиоклаза (> 1мм) замещены альбитом, серицитом, хлоритом, сохранена только форма кристалла.

Группа габбро-диоритов (D-2,3,5,19 и тд.) характеризуется гетеробластовой структурой; текстура массивная с элементами миндалекаменной. Минеральный состав: Ренликтовые минералы: плагиоклаз, пироксен, роговая обманка. Вторичные минералы: хлорит, кальцит, магнетит, серицит-хлорит-кальцитовая масса. Основная масса породы - перекристаллизованное стекло и замещенные бывшие микролиты плагиоклаза – как поперечные, так и продольные сечения. В основной массе породы также в виде микролитов есть пироксен.

Породы, относящиеся к монцогаббро (D-9,11,12,35 и тд.). Структура гетеробластовая, бластопорфировая. Текстура: пятнистая, минеральный состав: серицитхлоритовая масса, плагиоклаз, магнетит. В породе присутствует мелкая россыпь магнетита, по порам развит хлорит и карбонат. Вероятно, первичная порода имела миндалекаменную текстуру, присутствуют участки вторичной кварцевой минерализации.

Практически все породы дайкового комплекса в той или иной степени подверглись метасамотическим изменениям. Судя ко картированию карьера, наиболее интенсивному изменению подверглись породы, залегающие на его нижних ярусах и тяготеющие к зоне Воронцовского надвига.

#### 3.4. Петрогеохимия

После получения результатов анализов методами ICP-MS и РФА, для выявления особенностей, проявившихся при эволюции расплава и повлиявших на вещественную неоднородность пород массива даек, была оценена петрохимическая специализация пород интрузии (Прил. 2). На диаграммах Харкера (Рис. 3.6) поведение большинства петрогенных оксидов отмечается большим разбросом значений в уровне концентраций петрохимических элементов с увеличением степени изменённости (СИ) пород. Наиболее стабильными являются TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Наблюдается большой разброс значений макроэлементов (MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O) что свидетельствует о процессе кварц-серицитового метасоматоза пород, увеличение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> сигнализирует об окисленном характере гидротермального флюида.

Для классификации пород опирался на книгу Е.В. Склярова [Интерпретация..., 1999]. Породы были классифицированы согласно диаграммам (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>), (K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>), (MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) для магматических пород. Данные обсчитаны программой STATISTICA. На классификационной диаграмме для вулканитов фигуративные точки пород в основном ложатся в область субщелочной серии (Рис. 3.7-3.8)



Рис. 3.5. Фотографии шлифов отдельных типов даек Воронцовского месторождения (слева – без анализатора, справа – вскрещенных николях). 1-Низ. Щел.габбро. Реликты гиалопилитовой структуры первичного базальта (образец D17); 2- Ромбовидное зерно замещенного плагиоклаза (образец D1);3- Миндалина, заполненная хлоритом (образец D22); 4- Магнетит, сульфиды с включениями рудных минералов, вероятно захваченные в процессе роста; Фото в проходящем свете без анализатора и с анализатором выполнено на окуляре EF 10/0.25 P.



Рис.3.6. Диаграммы Харкера с фигуративными точками пород даек Воронцовского золоторудного месторождения.



Рис. 3.7.Положение даек Воронцовского месторождения на TAS-диаграмме.1 –низко-щелочные габбро; 2 – габбро; 3 – габбро-диориты; 4–диориты; 5 – кварцевые диориты; 6 – монцогаббро; 7 – монцогаббро-диориты; 8 – щелочные базальт; 9 – монцониты; 10 –лампрофиры; 11 –керсантит; 12 –образцы пород, отобранные автором в ходе полевых работ; 13 –образцы пород, отобранные сотрудниками ИГиГ УрО РАН на верхних горизонтах карьера.



Рис. 3.8. Петрогеохимические классификационные диаграммы для базитовых даек, опробованных в карьере Воронцовского месторождения. Типы даек: (В.К.) –высококалиевые, (У.К.) – умереннокалиевые, (Н.К.) –низко-калиевые. Условные обозначения соответствуют рис. 3.7.

На диаграмме Ле Мэтра (Рис.3.8) породы подразделяются по содержанию кремнезема, выделенные классы пород в свою очередь подразделяются на группы или классы по содержанию щелочей. Здесь выделяется как минимум 8 основных групп и 2 аномальных от остального значения. Большая часть точек составов пород тяготеет к полю габбро, габбро-диоритов и диоритов, основная масса относится к основному и среднему составу, остальные образцы имеют не значительное отклонение по составу кремнезема (выделены жёлтым И красным). Габбро по петрохимическим характеристикам несколько различаются высокими показаниями Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 13,1 мас. %), MgO (до 5,8 – 10,8 мас. %) по сравнению с другими пробами.

Разброс точек является следствием заметных метасоматических изменений пород. По петрохимической классификации породы относятся к нормальной и повышенной щелочности с сильно варьирующими параметрами (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O 0.9–7.8 мас. % при SiO<sub>2</sub> 42.7–60.2 мас. %). Породы, которые близко тяготели к рудным телам, имеют сильно выраженный метаморфизм что мы и наблюдаем на этих графиках.

Дискриминационные диаграммы для магматических пород основного и среднего состава (Рис. 3.9, 3.10) позволяют оценить геодинамическую обстановку формирования базальтов и андезибазальтов на основе содержания в них главных элементов и элементовпримесей. Марганец и титан – элементы, присутствующие во фракционирующих фазах в базальтах: марганец в оливине, пироксенах и титаномагнетите, а титан в титаномагнетите и пироксенах. Таким образом, различия между магмами вулканических дуг и океанических базальтов могут объясняться различными путями фракционной кристаллизации. Вместе с тем, вариации содержаний P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> связаны либо с особенностями магматических очагов, либо со степенью частичного плавления. Титан, марганец и фосфор малоподвижны и нечувствительны к гидротермальным изменениям В температурном диапазоне до зеленосланцевой фации метаморфизма.

На диаграмме (Рис. 3.9) точки составов изученных пород попадают в поля островодужных, рифтогенных или внутриплитных образований. Подобное (смешанное) сочетание геохимических характеристик могут иметь рифтогенные породы, образовавшиеся при плавлении деплетированных в надсубдукционной обстановке ультрабазитов мантийного клина. Основная группа даек относится к известково-щелочной серии, 3 образца принадлежит толеитовой серии.

Анализ содержаний редких элементов проводился методом ICP–MS на массспектрометре ELAN-6100, в отделе научно-производственных аналитических работ (ОНПАР) Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ФГБУ "ИМГРЭ").



Рис. 3.9. Классификационные диаграммы для магматических пород основного и среднего состава. А- (MnO\*10)–TiO<sub>2</sub>–(P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10) (Mullen, 1983);

Поля на диаграмме: САВ – известково-щелочные островодужные базальты; ІАТ – островодужные толеиты; МОRВ – базальты срединно-океанических хребтов; ОІТ – толеиты океанических островов; ОІА – андезиты океанических островов;

**Б**- Диаграмма AFM [(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) - FeO - MgO]. Граница толеитовой и известково-щелочной серий по Х. Куно. Условные обозначения соответствуют рис. 3.7.



Рис. 3.10. Дискриминационная диаграммы для базальтов: **A**-Th – (Hf/3) – (Nb/16) [Wood, 1980]; **Б**-Th – (Zr/117) – (Nb/16)[Wood, 1980].

Поля на диаграмме: А – базальты типа N-MORB, В – базальты типа E-MORB, WPT – внутриплитные толеиты, С – внутриплитные щелочные базальты, D – островодужные базальтоиды. Условные обозначения соответствуют рис. 3.7.

Выделенные типы пород были нормированные к составу примитивной мантии. На спайдер-диаграмме (Рис. 3.11) полученные спектры распределения элементов-примесей для пород основного и среднего состава, а также для керсантита и других лапрофиров.





Рис. 3.11. Мультиэлементная (спайдер) диаграмма для пород основного (А) и среднего (Б) состава даек Воронцовского месторождения. Основные выборки этих двух групп показаны полями, а аномальные пробы и лампрофиры – линейными графиками. Концентрации элементов нормированы на примитивную мантию, по [McDonough, Sun, 1995].

Породы основного состава демонстрируют некоторое обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Ba, Pb) и U, Sr относительно высокозарядных элементов, а также наличие Ta–Nb-минимума и Pb-максимума. Характерные повышенные содержания Cs, Ba и U, могут свидетельствовать о влиянии материала земной коры.



Рис.3.12.Распределение REE пород основного (А) и среднего (Б) состава даек Воронцовского месторождения. Основные выборки этих двух групп показаны полями, аномальные пробы и лампрофиры – линейными графиками. Концентрации элементов нормированы на состав хондрита CI, по [McDonough, Sun, 1995].

В спектрах РЗЭ и рассеянных элементов для пород среднего состава, конрастность аномалии заметно ниже. Породы среднего состава характеризуются высоким показателем Cs, Ba, Pb, U, Sr, Sm также наличие Ta–Nb-минимума и Pb-максимума.

Также на диаграммах (Рис. 3.11–3.12) отмечены ряд *аномальных проб* (D 22, 44, 52, 57) спектры которых выбиваются из общей группы по ряду элементов. Проба D 42 имеет аномальный низкое значение Y, а проба D 22 – ярко выраженный Ta–Nb-минимум и Pb-максимум. В спектрах редкоземельных и рассеянных элементов лампрофиров (D 42, 48, 49), нормированных на примитивную мантию и хондрит (Рис. 3.11–3.12), также

проявлены характерные для островных дуг отрицательные Ta-Nb и Zr аномалии и положительная Pb-аномалия.

Аномально высокие относительно кларков содержания показывают элементы Ba, Sr, что является индикатором проявленного в рассматриваемых породах сульфидного оруденения (халькопирит, магнетит, сфалерит, титанит, халькозин), а также гидротермальной проработки. Проба D 42 имеет повышенное содержание крупно ионного литофильного Ta.

Керсантит (D 54) имеет существенно более высокие концентрации ряда крупноионных литофильных (Ba, Th, U, Pb, Sr) и высокозарядных (Cs, Rb, Hf, La, Ce) по сравнению с породами основного и среднего состава и более низкие значения высокозарядных (Zr, Hf, Y, REE) элементов.

Таким образом, установленные геохимические признаки позволяют полагать, что их формирование происходило в обстановке взаимодействия мантийного плюма со структурно-вещественными комплексами активной континентальной окраины, инициировавшего рассеянный рифтинг и внутриплитный магматизм. Можно предположить, что становление комплекса даек происходило в 2 этапа.

# 3.5 Реконструкции источников вещества Воронцовского месторождения и оценки возраста даек

В результате проведенных изотопных исследований, измеренные соотношения изотопов свинца в магматических породах и сульфидах из различных типов руд Воронцовского месторождения приведены на рис. 3.13. Целью являлось выявление источников свинца различных типов руд (в скарнах, джаспероидах, туфопесчаниках и известняковых брекчиях) и роли магматических пород (апофизы Ауэрбаховской интрузии и дайки среднего-основного состава) в становлении оруденения.

Вариации измеренных отношений изотопов свинца в сульфидах руд Воронцовского месторождения на диаграмме <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb – <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb описываются двумя трендами, модельный Pb-Pb возраст которых согласно [Vikentyev et al., 2019] составил 425-416 и 398-388 млн лет, соответственно для I и II трендов.

В І тренде сосредоточено наибольшее количество точек анализов сульфидов всех известных на месторождении типов руд и околорудных изменений. ІІ тренд характеризует вариации изотопного состава свинца пирита, арсенопирита и сульфидно-магнетитового концентрата из скарнов и околодайковых скарноидов, установленные в ИГЕМ РАН. Этот тренд объясняется влиянием поздней фазы Ауэрбаховского плутона [Vikentyev et al., 2019].



Рис. 3.13. Измеренные отношения изотопов свинца в сульфидах из различных типов руд Воронцовского месторождения, по [Vikentyev et al., 2019].

Анализ диаграммы <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb – <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb показывает, что первичный изотопный состав свинца магматических пород характеризуется собственным линейным трендом (Рис. 3.15; Табл. 3.3). Наименее радиогенный свинец имеют дайки лампрофиров, располагающиеся между эволюционными кривыми для мантии и орогена в модели Доу-Зартмана [Doe, Zartman, 1979], а наиболее радиогенный свинец характерен для гранодиорита апофизы Ауэрбаховской интрузии.



Рис. 3.14. Измеренные отношения изотопов свинца в сульфидах из различных типов руд Воронцовского месторождения. Кружками отмечены анализы сульфидов из соответствующего типа руд, выполненные в ИГЕМ РАН [Vikentyev et al., 2019], квадратами – в ИГГ УрО РАН[Мурзин и др., 2020]. Минеральный тип руд: А –золото-сульфидно-глинистый; Б – вкрапленный золото-магнетит-сульфидный; В–вкрапленный золото-полиметаллический; Г– тонковкрапленный золото-пирит-арсенопиритовый; Д –тонковкрапленный пирит-реальгаровый.

Точки анализов даек порфиритов, габбро-диоритов и диоритов располагаются между кривыми орогена и верхней коры. Направление эволюции изотопного состава пород даек соответствует направлению изохрон по модели Стейси-Крамерса [Stacey, Kramers, 1975] в Pb-Pb модельном возрастном диапазоне 520-470 млн. лет, совпадающем с возрастом колчеданной минерализации на севере Тагильской мегазоны. Этот возрастной диапазон существенно выше как модельного Pb-Pb возраста руд Воронцовского месторождения (425-388 млн лет), так и имеющихся в литературе радиоизотопных датировок магматических пород Ауэрбаховского комплекса 411-393 млн. лет, а также Аг-Агдатировки 391.1 ±4.9 млн лет, характеризующей завершающую стадию формирования золотомышьяковых руд.



Рис. 3.15. Изотопный состав свинца галенита и скорректированный на возраст 400 млн. лет – других сульфидов из различных типов руд и магматических пород Воронцовского месторождения [Мурзин и др., 2020]. Условные обозначения соответствуют рис. 3.14.

Таблица 3.3. Измеренный изотопный состав свинца в магматических породах апофиз Ауэрбаховской интрузии и даек Воронцовского месторождения

№ проб ы	№ обр.	Материал проб	Th, ppm	U, ppm	Pb, ppm	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb
D45	110*	Гранодиорит	2.547	1.034	7.0	18.8048	15.7156	38.724
D46	110-1*	Габбро-диорит	3.82	1.521	10.3	18.5661	15.6303	38.4092
D47	110-2*	Диорит	4.56	1.347	10.7	18.5327	15.6408	38.5515
D48	8/1*	Лампрофир, дайка	1.854	0.744	12.8	18.0032	15.5309	37.8868
D49	8/2*	Лампрофир, дайка	1.659	0.593	14.9	18.1175	15.5553	38.02
D51	10/1*	Диоритовый порфирит, дайка	2.586	1.221	16.0	18.2501	15.5967	38.1524
D53	9/3*	Диоритовый порфирит, дайка	3.19	1.499	9.8	18.5731	15.6458	38.4025
D52	11/1*	Долерит, дайка	2.924	1.272	8.5	18.5646	15.6217	38.4138
D50	9/1*	Пироксеновый порфирит, дайка	2.544	1.21	13.7	18.4138	15.6602	38.3523
D54	3p-1590*	Керсантит, дайка	6.161	3.303	29.3	18.2816	15.5726	38.0666

Примечания. \*пробы, которые были скорректированы на радиогенную добавку свинца на возраст 400 млн лет, использованные для построения диаграмм <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb - <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb.

Сульфиды основных типов руд характеризуются меньшими вариациями первичного изотопного состава свинца <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb и <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pbпо отношению к магматическим породам (табл. 3.3). Поле анализов сульфидов типов руд Г и Д, в которых заключены основные запасы золота на месторождении, на диаграмме <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb –

 $^{206}$ Pb/ $^{204}$ Pb располагается локально между кривыми орогена и корового источника с  $\mu_2$  (U $^{238}$ / $^{204}$ Pb) =9.74. В поле руд находятся также точки изотопного состава свинца "свежих, неокисленных" сульфидов (пирита, арсенопирита, галенита) из рыхлых проб "аргиллизитов" из карстовых отложений (тип руд А). Аргиллизитовые изменения рыхлых пород относятся рядом авторов к продуктам наложения низкотемпературного метасоматического процесса на мезозойские коры выветривания и карстовые отложения [Баранников, Угрюмов, 2003; Azovskova et al., 2013 и др.] или такового, но исключающего участие «догидротермального» выветривания [Бобров, 1991, 2013]. Изотопное сходство сульфидов из всех типов руд, наряду с их принадлежностью к модельному возрастному Pb-Pb кластеру 425-416 млн. лет не согласуются с точкой зрения на образование руд типа А в связи с особым послемезозойским импульсом тектоно-магматической активизации.

Тренды изотопного состава свинца, пересекающие эволюционные кривые в модели Доу-Зартмана на диаграмме <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb – <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, трактуются обычно как результат смешения мантийных и коровых источников. Участие корового и мантийного источников вещества при формировании руд Воронцовского месторождения было ранее показано в [Murzin et al., 2017; Vikentyev et al., 2019] при изучении изотопов C, O, Sr и S. Изотопными исследованиями выявлены основные поставщики этих элементов – карбонатные отложения вмещающей толщи и глубинный магматический флюид. Также из работ видно, что магматический источник вносил основной или существенный вклад лишь при образовании руд в скарнах и джаспероидах (типы Б и В) и был незначительным для других типов.

Исследование Sm-Nd изотопной системы и датирование было выполнено в ИГГ УрО РАН по 6 образцам даек нормальной и умеренно повышенной щелочности [Azovskova et al., 2020]: Bop-4/17 – пироксен-плагиоклазовый порфирит, нормальной щелочности; Bop-14/17 – амфибол-плагиоклазовый порфирит, нормальной щелочности; Bop-21-1/17 и Bop-22/17 – пироксен-плагиоклазовый порфирит, умеренно щелочной; Bop-25/17 – монцогаббро порфировидное, мелко-среднезернистое; Bop-34-2/17 – амфиболовый лампрофир – спессартит (по составу близок к монцогаббро). Результаты изотопных исследований Sm и Nd в приведены в таблице 3.4.



Рис. 3.16. Свинцово-изотопные данные для даек и др. интрузивов Воронцовского рудного поля в сопоставлении с его рудами и рудами других месторождений Тагильской мегазоны.

Значения <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd составили от 0.10408 до 0.19441, а <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – от 0.512660 до 0.512860. Для исследованной группы даек изохронный возраст составил 340±35 млн лет, при ( $^{143}$ Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>0</sub> = 0.512436±0.000036. MSWD = 2.3 [Azovskova et al., 2020]. Также был выполнен расчет єNd на период 340 млн лет назад; єNd= 4.4–5.3. Положительные значения єNd свидетельствуют о том, что источником Nd был глубинный, вероятнее всего мантийной природы, магматический очаг.

Проба	147Sm/144Nd	2SE, abs	( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd)	2SE, abs	Sm, ppm	Nd, ppm	εNd (t)
Bop-4/17	0,16334	0,00049	0,512835	0,000006	4,16	15,4	5,3
Bop-14/17	0,15724	0,00047	0,512790	0,000010	2,5	9,6	4,7
Bop-21-1/17	0,16114	0,00048	0,512790	0,000010	3,02	11,3	4,5
Bop-22/17	0,19441	0,00058	0,512860	0,000015	1,81	5,6	4,4
Bop-25/17	0,15518	0,00047	0,512790	0,000010	2,88	11,2	4,8
Bop-34-2/17	0,10408	0,00031	0,512660	0,000015	8,2	48	4,5

Таблица 3.4. Sm-Nd изотопный состав даек Воронцовского месторождения



Рис. 3.17.Аг-Аг возраст биотита из дайки керсантита (345.6 ± 4.5 млн. лет), проба D-54 (3р-1590) (аналитик А.В. Травин, ИГМ СО РАН).

Аг/Аг-датирование биотита из дайки керсантита (обр. 3р-1590) показало, что выделилось плато из 3-х ступеней, характеризующееся 70% выделенного <sup>39</sup>Аг и значением 345,6 ± 4,5 млн лет. Каменноугольный <sup>40</sup>Аг/<sup>39</sup>Аг-возраст керсантита согласуется с новыми данными по довольно широкому развитию каменноугольного магматизма рифтогенной природы как в пределах Тагильской (Средний – Полярный Урал), так и Магнитогорской мегазон.



Рис. 3.18. Изотопные оценки возраста оруденения (1, 2), плутонических пород (3–11) и кластогенного циркона (12) района Воронцовского месторождения (основа рис. – по Мурзину и др., 2017). 1 – Аг-Аг, гидрослюда, туфоалевролит (Мурзин и др., 2017); 2 – К-Аг, слюдистая фракция, цемент известняковой брекчии (Сазонов и др., 1991); 3, 4 – U-Pb, циркон, гранодиорит: 3 – время образования, 4 – время преобразования (Краснобаев и др., 2007; Ферштатер, 2015); 5 – U-Pb, циркон, кварцевый диорит (Грабежев и др., 2014); 6, 7 – U-Pb, циркон, кварцевый диорит: 6 – время образования, 7 – время преобразования (Краснобаев и др., 2007; Ферштатер, 2015); 8 – Rb-Sr, различные породы (Краснобаев и др., 2007; Ферштатер, 2015); 9 – Sm-Nd, пироксенамфиболовые диориты (Ронкини др., 2009); 10 – Sm-Nd, базитовые дайки Воронцовского месторождения (Аzovskova et al., 2020); 11 – Ar-Ar, биотит из дайки керсантита (эта работа); 12 – U-Pb, циркон из цемента рудоносной брекчии (Мурзин и др., 2010).

Полученные данные позволяют сформулировать

# ПОЛОЖЕНИЕ 2.

В пределах Воронцовского месторождения выявлены сближенные пучки девонских дорудных и каменноугольных пострудных базитовых даек. Изотопные составы свинца магматических пород и руд образуют на Pb-Pb диаграммах единый тренд, что отражает отдаленную генетическую связь оруденения с глубинными магмами.
## Глава 4. Руды Воронцовского золоторудного месторождения

На месторождении преобладают два природных типа первичных вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд: (1) апокарбонатные – минерализованные брекчиевидные известняки ("карбонатные брекчии" или "оруденелые брекчии") и (2) апотерригенные – сульфидизированные тонко- и грубослоистые, мелкообломочные вулканогенно-осадочные породы, преимущественно метатерригенные.

# 4.1 Вкрапленные и прожилково-вкрапленные полисульфидные и золото-пиритреальгаровые руды в карбонатных брекчиях

Карбонатные брекчии относятся к *фроловско-васильевской толще*  $D_1e-D_2ef_1kr(fr)$ , в них локализованы основные золоторудные тела. Оруденелые брекчии развиты в его центральной части месторождения на средних и глубоких горизонтах. Полуокатанные и угловатые обломки брекчий размером до 25-40 см представлены в различной степени перекристаллизованными и мраморизованными известняками. К реликтовым минералам вулканических пород относятся пироксен и плагиоклаз. Цемент брекчий сложен измененным карбонатно-туфогенным материалом; его количество составляет от 20–30 до 60 об. %; он насыщен очень тонкими (менее 0.1 мм) рассеянными пиритом, арсенопиритом, пирротином, сульфидами Zn, Pb, Cu, Hg, Tl, Sb, As и заключает основную массу частиц самородного золота, рис. 4.1.

Цемент претерпел метасоматические изменения пропилитового и кварцсерицитового типов. Продукты метасоматоза пропилитового типа представлены актинолитом, эпидотом, хлоритом, кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, волластонитом, пренитом, пумпеллиитом. Метасоматоз кварц-серицитового типа сопровождается повышением содержания кварца, появлением серицита, кальцита, барита, апатита. Карбонатная составляющая цемента брекчий, так же, как и обломки, перекристаллизована с образованием агрегатов кальцита, местами крупнозернистых. Апатит встречен в виде изометричных выделений размером 5–20 мкм в цементе брекчий, манганкальците. По химическому составу он отвечает *мышьяковистому фторапатиту* (1.8–7.6 мас% As<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 2.4–3.7 мас%).Участками обломки содержат рассеянный реальгар или, редко, аурипигмент, придающие породе красновато-оранжевый или желтоватооранжевый цвет (Рис. 4.1В-Д). Отношение Au/Ag в таких рудах в основном больше 1. Местами карбонатные породы сильно окремнены и превращены в джаспероиды.



Рис. 4.1. Карбонатные рудные брекчии. А –рудная карбонатная брекчия. Обломки – карбонат; цемент – неруд. Минералы + сульфиды: пирит, арсенопирит, Pb-Sb-сульфосоли, пирротин, халькопирит, галенит, бл.руда, Bp131-2; Б - брекчированный известняк кокардового строения; есть зона с углеродистым веществом и с вкрапленностью пирита, арсенопирита, пирротина и магнетита, самородным золотом, Bp11-6; B,Г - карбонатная брекчия в разной степени "пропитанная" реальгаром и вероятно с углеродистым веществом в сульфидно-карбонатном цементе (Г), Bp11-8 и Bp138-3; Д - карбонатная брекчия с интенсивной "пропиткой" реальгаром, содержащая вкрапленность золота, сульфидов и минералов таллия, Bp128-1.

По полученным данным лабораторных анализов серии проб, отобранных автором из скважин эксплуатационной разведки, был проведен статистический анализ и построены диаграммы (программы STATISTICA и EXELE). Согласно матрице парных корреляций (рис. 4.2), в **карбонатных рудах** наиболее высокая устойчивая корреляционная связь прослеживается для Bi с Ag; Cd коррелирует с Sn, Pb, U, Mn, Zn, Mn коррелирует с Pb, Cu, Zn, Ga, Sb; Cu коррелирует с Ga, Sn; Zn коррелирует с Ga, Cd, W, Pb; Fe коррелирует с Co,Ga, Ge.Что касается *золота*, высокая положительная корреляция намечается у Au c As, Sb и U; пониже – c Cd, P и Pb (табл. 4.1).

Сульфидная минерализация в карбонатных брекчиях представлена рассеянной вкрапленностью (≤1мм) и линейными скоплениями, гнездами и крупными (1-2см) друзовидными агрегатами в существенно кварцевых (в скарнах и джаспероидах) и карбонатных полостях. Главными минералами руд являются пирит и арсенопирит; их количество от первых процентов до 30-50%, соотношение меняется незакономерно. Форма кристаллов пирита в брекчиях разнообразна (рис. 4.2 и 4.3): от строго кубической (рис.4.2А) до пентагондодекаэдрической и более сложных (рис. 4.2 В-Д).

Состав пирита существенно колеблется по содержанию мышьяка. Так, обычно центральные части кристаллов (более ранние по времени кристаллизации) не содержат примеси As (рис.4.2 Б, Г), а последующие его зоны уже содержат (4-9 мас. % As) вплоть до кристаллизации арсенопирита вокруг пирита (рис.4.2 Б). Спектр элементов-примесей в пирите из карбонатных брекчий разнообразен, но отражает состав комплекса ассоциирующих минералов: галенита, сфалерита, халькопирита, Pb-Sbсульфосолей, золота и, вероятно, теллуридов серебра (рис. 4.3).

Максимальные содержания элементов-примесей в пирите карбонатных руд по данным лазерного ICP-MS составляют:Co-0.4 мас. %, Ni-0.1 мас.%, (обр.134-8); Se - 0.1 мас.%, Te -0.1 мас.%, Au -0.2мас.% (обр.134-13); Tl- 113ppm (обр. Вр-руда).

**Арсенопирит** в брекчиях образует относительно крупные (до 3мм) изометричные кристаллы и их агрегаты (до первых см), в промежутках которых кристаллизуется пирит, а по микротрещинкам в обоих развит халькопирит. Наблюдалось отложение арсенопирита между призматическими кристаллами эпидота. Для этой группы ассоциаций характерно образование футляровидных и скелетоподобных форм арсенопирита и наличие признаков растворения на гранях более крупных изометричных кристаллов (рис.4.4 А).



Рис. 4.2. Морфология и состав пирита из карбонатных брекчий. А - друза кубических кристаллов пирита с составом (мас.%): Fe=60.3, S=35.3, As=4.4, обр.Вр10-17; Б - сечение кристалла пирита: в центральной части пирит без примеси As; следующая зона содержит 2.25 ат. % As и внешняя зона (яркое) - арсенопирит, обр.Вр10-17; В -кубический кристалл пирита, осложненный реберными и вершинными формами, примесь As не установлена, обр.Вр16; Г –пентагондодекаэдрический кристалл пирита с проявлением неоднородности состава на его грани (ат.%): темное - S=66.1, Fe=31.8, As=2.1; серое - S=63.8, Fe=31.7, As=4.5; светлое - S=61.6, Fe=28.6, As=9.8, обр.Вр10-9; Д - пирит сложной кристаллографической формы без примеси As с вкрапленностью колорадоита (HgTe) в дефекте на поверхности кристалла, обр.Вр11-2; Е - срастание пентагондодекаэдрического кристалла с игольчатой Pb-Sb-сульфосолью, обр.Вр16.

	Р	V	Mn	Fe	Со	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Мо	Cd	Sn	Sb	Te	W	Pb	Bi	U	Ag	Au
Р	1																					
V	-0,01	1																				
Mn	-0,01	0,01	1																			
Fe	-0,24	0,86	0,34	1																		
Co	0,08	0,92	0,28	0,89	1																	
Ni	0,72	0,62	0,01	0,43	0,68	1																
Cu	0,14	0,36	0,91	0,52	0,57	0,31	1															
Zn	-0,01	-0,03	0,93	0,39	0,26	0,03	0,77	1														
Ga	-0,11	0,62	0,71	0,86	0,77	0,38	0,83	0,72	1													
Ge	-0,23	0,79	0,42	0,97	0,85	0,40	0,58	0,46	0,90	1												
As	0,53	-0,42	0,46	-0,45	-0,29	0,10	0,39	0,25	-0,08	-0,33	1											
Mo	0,33	-0,15	0,36	0,03	0,12	0,31	0,23	0,42	0,14	0,02	0,35	1										
Cd	0,53	-0,34	0,75	-0,16	-0,07	0,17	0,64	0,74	0,29	-0,06	0,72	0,49	1									
Sn	0,57	0,39	0,64	0,46	0,57	0,71	0,79	0,60	0,70	0,54	0,49	0,35	0,65	1								
Sb	0,53	-0,27	0,70	-0,24	-0,07	0,16	0,68	0,54	0,21	-0,16	0,86	0,34	0,90	0,62	1							
Те	0,30	0,79	-0,01	0,58	0,73	0,76	0,36	-0,04	0,56	0,58	-0,16	-0,19	-0,09	0,55	-0,01	1						
W	-0,46	0,31	0,68	0,74	0,50	-0,05	0,57	0,77	0,78	0,77	-0,22	0,30	0,17	0,33	-0,03	-0,01	1					
Pb	0,22	-0,08	0,93	0,12	0,15	0,07	0,89	0,81	0,57	0,21	0,64	0,26	0,86	0,68	0,89	0,06	0,38	1				
Bi	-0,19	0,17	0,60	0,24	0,18	-0,19	0,60	0,42	0,37	0,29	0,24	0,07	0,32	0,22	0,42	-0,09	0,38	0,58	1			
U	0,59	-0,28	0,66	-0,10	0,02	0,31	0,54	0,63	0,22	-0,03	0,78	0,73	0,88	0,69	0,79	-0,16	0,21	0,69	0,20	1		
Ag	-0,32	0,09	0,58	0,25	0,09	-0,27	0,51	0,46	0,39	0,34	0,21	0,12	0,28	0,19	0,31	-0,14	0,48	0,51	0,94	0,18	1	
Au	0,42	-0,50	0,16	-0,49	-0,38	-0,03	0,07	0,06	-0,24	-0,35	0,69	0,12	0,45	0,24	0,50	-0,25	-0,27	0,29	-0,18	0,54	-0,18	1

Табл. 4.1. Матрица парных корреляций для образцов оруденелых карбонатных брекчий. Выделены максимальные (желтым маркером) и высокие (для Au и Ag) значения К<sub>кор</sub>.



Рис. 4.3. Элементы-примеси в пирите из брекчированного мрамора, обр.134-13. Распределение примесей, вероятно, зональное и высокое значение корреляции Pb-Bi=0.8, Pb-Sb=0.6 обусловлено, видимо, минеральными микровключениями. Значение корреляций Au-Te=0.8, Ag-Te=0.7, Au-Ag=0.7 и соотношение содержаний Au-Agпредполагает микровключения теллуридов Au и Ag, а также самородного золота, причем, высокопробного.



Рис. 4.4. Арсенопирит и самородное золото в карбонатных брекчиях Воронцовского месторождения. А - идиоморфный кристалл арсенопирита со следами растворения на гранях, обр. Вр5-3; Б - агрегат мелких (менее 20мкм) игольчатых кристаллов арсенопирита, обр. Вр118-2; В - мышьяк- и кадмий-содержащее самородное золото (мас.%): As=1.38, Cd=2.03, Ag=5.04, Au=91.56, обр.Вр1.3/08; Г - удлиненно-призматические кристаллы арсенопирита (As/S больше 1) с самородным золотом (мас.%): Au=93.5, Ag=6.5, обр.Вр1.5/08; Д - кристалл самородного золота с примесью As=1.37 мас.%, обр.Вр1.5/08; Е - самородное золото разного состава (мас.%): 1 - Au=70.33, Ag=27.5, Hg=2.02, Cu=0.15; 2 - Au=48.26, Ag=47.49, Hg=4.25, обр. Вр11-7.

Наряду с относительно крупными изометричными кристаллами арсенопирит образует тонкоигольчатые агрегаты (рис.4.4Б). Иногда он содержит мелкие овальные включения пирротина и ассоциирует с самородным золотом (рис.4.4 В-Е); его агрегаты часто катаклазированы и сцементированы галенитом, блеклой рудой и Pb-Sb сульфосолями. Отношение As/S в арсенопирите из этого типа руд <1, и  $C_{As}$  в нем составляет в среднем 28,9 ат. %. Прецизионным картированием относительно крупного кристалла арсенопирита "сернистого" состава обнаружено закономерное изменение в нем содержаний золота (рис. 4.5). Арсенопирит этого образца проанализирован также методом лазерной абляции, который подтвердил зональное распределение элементов в кристаллах и показал  $C_{Au}$  до 315 г/т (рис.4.6).



Рис. 4.5. Карта распределения As-S-Fe и Au в кристалле арсенопирита из карбонатной брекчии с реальгаром (обр. Вр-руда). В зонах, обогащенных мышьяком, содержания золота выше.



Рис. 4.6. Элементы-примеси в арсенопирите из карбонатной брекчии с реальгаром, обр.Вр-руда. В арсенопирите максимальное содержание примеси Au составляет 315 ppm, Tl=11.8 ppm. Максимальная корреляция: Sn-Te=0.9, Sb-Tl=0.7, As-Sn=0.7, As-Te=0.7. Все элементы-примеси в кристалле арсенопирита распределены зонально.

В полисульфидно-сульфосольной ассоциации из мраморизованных известняков лазерные профили пройдены через игольчатые кристаллы арсенопирита (рис.4.7). В соответствии с ассоциацией положительная корреляция имеется между содержаниями Pb и Sb, зонально и с частичным совпадением пиков в арсенопирите распределены повышенные содержания Au (36.4ppm, puc. 4.7). В единичном случае имеется повышение содержания Ag(до 11.8 ppm). Повышенные содержания Te (до 970 ppm) не коррелируют ни с одним из элементов, а с Au скорее имеет отрицательную корреляцию. Повышение содержаний Mn связано с большей долей карбонатных и других нерудных минералов, Se повышается редко и имеет равномерное распределение, a Ni, Hg и Bi не обнаружены.

Высокая корреляция Au c As/Sb указывает на связь Au как с арсенопиритом, так и с As- или Sb-пиритом (изоморфная, кластерная формы; тонкорассеянное самородное золото), Au c Cd и Pb – на общее обогащение золотом участков развития поздней полиметаллической ассоциации.



Рис. 4.7. Распределение элементов-примесей в арсенопирите из скарнированной карбонатной брекчии. Характерно зональное распределение Со, Ag, Au. Сурьма тяготеет к краевым частям кристаллов арсенопирита и коррелирует с Pb, вероятно, образуя микровключения сульфосолей. Обр. Вр134-12.

# 4.2. Тонковкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые руды в туфопесчаниках и туфоалевролитах

Данные разновидности руд характерны для верхних частей рудоносной зоны, где кремнисто-терригенные породы перекрывают карбонатные. Руды представлены кремнисто-карбонатными слоистыми туфопесчаниками, кремнистыми, туфоалевролитами, мелкообломочными туффитами с рассеянной вкрапленностью пирита, арсенопирита и других сульфидов, содержание которых варьирует от 3-5 до 20-30 об.%, а размеры зерен крайне малы, редко превышая 0.2 мм. Эти вулканогенно-осадочные породы относятся к башмаковской толще D<sub>1</sub>e-D<sub>2</sub>ef<sub>1</sub>kr (ba); они претерпели неоднократные метасоматические изменения площадного распространения, а также локального – в зонах

разломов. Изменения пород выразились в пропилитизации (эпидот-хлоритовая фация) и последующем развитии аргиллизации и кварц-серицитового метасоматоза с заметным возрастанием концентрации золота, достигающей в пропилитизированных породах 4 г/т. В эндоконтактовых частях интрузивов породы толщи послойно, особенно вдоль контактов основных вулканитов и известковистых пород, замещаются скарнами и скарноидами. К последним здесь тяготеют субпластовые железо- и меднорудные тела – породы с магнетитовой и халькопиритовой вкрапленностью, до густой.

Сульфидная минерализация мелкообломочных вулканогенно-осадочных пород представлена главным образом рассеянной вкрапленностью пирита, арсенопирита и в подчиненном количестве – халькопирита, сфалерита, пирротина, Со-Ni арсенидов, галенита, блеклой руды, леллингита, реальгара, самородного мышьяка и самородного золота. Количество тонковкрапленных сульфидов колеблется от 0.5 до 5-10 (редко до 20) об.%. Локализация сульфидов преимущественно послойная с изменением их количества и размерности в зависимости от литологического состава слоев и степени их метасоматических изменений. Иногда окварцованные И серицитизированные туфопесчаники и туфоалевролиты рассечены сетью карбонатных и кварц-карбонатных прожилков. В этих прожилках сульфиды и частицы самородного золота редки, однако в отличие от преобладающих на месторождении тонкодисперсных форм Au размер их достигает 1 мм (рис. 4.8).

Вкрапленность представлена идиоморфными кристаллами и сферическими агрегатами **пирита** размером от 0.01мм и менее, до 0.n мм в ассоциации с Co-Ni сульфоарсенидами. Иногда наблюдаются линзовидные стяжения (до 1мм). При проявлении признаков гидротермального изменения и сопряженных процессов миграции карбонатного и кремнистого вещества пирит перераспределяется в прожилки, образуя метакристаллы до 1 мм, иногда футлярообразные с реликтами вмещающей породы, но чаще более чистые от включений, чем исходный материал. Наблюдаются скопления сферических образований пирита размером менее 5 мкм, и иногда сферические гранулы и их скопления приобретают кристаллографическую огранку (рис. 4.9).

В породах присутствуют как агрегаты кубических кристаллов без дополнительных граней, так и кристаллов с более сложной кристаллографической огранкой (октаэдрической и пентагондодекаэдрической), придающей этим кристаллам почти округлую форму. Кристаллы пирита, как правило, имеют зональное строение, иногда подчеркнутое включениями вмещающих пород.



Рис. 4.8. Оруденелые туфопесчанники. А- слоистый туфоалевролит с равномерно распределенной тонкой вкрапленностью пирита; слои сложены пелитоморфным агрегатом с разным количеством карбонатного, гидрослюдистого и кварцевого материала, Bp6-9; Б- кварц-хлорит-гидрослюдистый метасоматит с вкрапленностью пирита и Co-Ni сульфоарсенидов, Bp141; B- слоистая мелкообломочная вулканогенно-осадочная порода с рассеянной вкрапленностью сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит, марказит)и метасоматически перераспределенным (собирательная перекристаллизация) и укрупненным пиритом в секущем прожилке, Bp131-10; Г- слоистый туфоалевролит с площадной карбонатизацией и окварцеванием, с развитием кварц-карбонатных прожилков вкрест слоистости, сульфидная вкрапленность представлена арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, галенитом, блеклой рудой, сфалеритом и самородным золотом, Bp1-9; Д-метасоматит с реликтовой слоистостью и с золото-реальгар-пиритовой ассоциацией, Bp11-3.

Пирит из вулканогенно-осадочных пород содержит изоморфную примесь мышьяка, подчеркивая его зональное строение и, значительно реже – и на порядок ниже – примеси Со и Ni. В виде включений ~1-3 мкм пирит содержит чаще всего галенит, сфалерит и очень редко – теллуровисмутит. Содержание As в наиболее мощных из зон (~10мкм) составляет около 3 мас%. К зонам, обогащенным As, приурочены еще более богатые им области без отчетливых границ и цепочки точечных (наноразмерных) выделений арсенопирита (рис. 4.10 В). Арсенопирит иногда образует каймы на пирите. В некоторых прослоях существенно преобладает пирротин, который, судя по взаимоотношениям, замещает пирит. Со и Ni в некоторых кристаллах пирита мигрируют ("вытесняются") в межзерновое пространство, где они с As образуют самостоятельные фазы, по составу отвечающие герсдорфиту (рис. 4.10 Г).

Элементы примеси в пирите, которые можно отнести к изоморфным, представлены главным образом As (63 PCMA анализов) и суммарное их количество достигает 3.1 ат.%. Более обычно содержание As в зернах пирита в интервале 0.2-0.8 ат. %, причем в рудах мышьяк-содержащий пирит, как правило, не имеет кристаллографической огранки. По данным лазерной абляции, пирит осадочных пород почти постоянно содержит (заметно выше предела обнаружения) примеси Au и As (в прямой корреляции),Au и Ag, а также Au и Tl.



Рис. 4.9. Сферические реликтовые образования в метасоматитах. А, Б – глобулярный пирит в терригенной породе, Вр 143-12; В – сферическое зональное образование: в центре - халькопирит, серая зона – блеклая руда (?) и внешняя зона – пирит, скв.18; Г – сферические нерудные образования, в центре которых халькопирит, а во внешней– арсенопирит, Вр141; Д – замещение пирита пирротином, Вр136-1; Е – срастание пирита и Со-Ni-фазы: S 21.15; Fe 12.04; Со 9.55; Ni 12.38; As 45.44, Bp141.

Исследование по профилям кристаллов пирита из вулканогенно-осадочных пород с помощью лазерной абляции показало очень контрастные незакономерные по сечениям кристаллов содержания Со от 9.4 до 335 ррт, редкие асимметрично повышенные содержания Ni в периферической части зерна до 70 ppm (рис. 4.10, 4.11). Наблюдаются повышенные концентрации Pb и Bi, которые коррелируются между собой (0.3-1 мас. % Pb и 40-120 ppm Bi), и, иногда, к ним присоединяется Sb (до 160ppm). Для пирита вулканогенно-осадочных образований характерна примесь марганца до 200 ррт, которая обусловлена включениями вмещающих пород Мп-минераловв вероятно ИЛИ метакристаллах пирита. Повышенные концентрации Au (обр. Bp134-8, до 40 ppm) согласуются с повышенными концентрациями Рb и Bi. Иногда появляется примесь Tl (обр.131-10) до 3 ppm, но в других образцах пирита из терригенной породы C<sub>TI</sub> достигает 14.7 ррт (Вр141 и Вр60). В одном из зерен обнаружена повышенная примесь Те-141 ррт, которая ведет себя независимо от других элементов (обр. Вр131-10).



Рис. 4.10. Изображения пирита в обратно-рассеянных электронах. А – пирит пятнистого строения с реликтами зональности из слоистого туфа. Изменение цвета в режиме BSE связано с различным содержанием As в пирите: в светлых участках  $C_{As}$  максимальное (до 1.03 мас%). Содержание золота – ниже предела определения прецизионной съемкой (<0.043 г/т). Обр. Вр60; Б – однородный пирит из осадочных пород не содержащий As, но содержащий Sb на пределе обнаружения (0.06мас%). Обр. Вр131-10. В – пирит с зонами состава: S 50.74; Fe 44.55; As 4.56 мас%, в осевых частях которых наблюдаются субмикроскопические обособления арсенопирита (более яркие), суммарный состав: S 45.98; Fe 40.36; As 22.9, обр. Вр143-1; Г – Со-Ni фазы в межзерновом пространстве пирита: пирит – Fe 46.18; As 0.91; S 53.02; точка 1 – Fe 11.68; Co 9.44; Ni 13.34; As 44.59; S 20.31; точка 2 – Fe 12.04; Co 9.55; Ni 2.38; As 45.44; S 21.15; обр. Вр141а.

В отличие от пирита содержания **арсенопирита** в терригенных породах сильно колеблются – от единичных зерен до 50 об%. Он образует уплощенные и изометричные ромбические призмы, срастания идиоморфных кристаллов, иногда футляровидные кристаллы и их агрегаты до 1-3мм (рис.4.12). Иногда он содержит включения сфалерита, пирротина и халькопирита, в центре некоторых его кристаллов наблюдаются реликты пирита, а по микротрещинкам развивается галенит, иногда с блеклой рудой, и самородное золото (с 30 мас% Ag). Последнее отчетливо тяготеет к арсенопириту, т.е. оно наблюдается, как правило, при появлении в ассоциации арсенопирита. Отношение As/S в этом арсенопирите близко к 1, и среднее  $C_{As}$  составляет 32.3 ат% (D=4.0; N=20).



Рис. 4.11. Распределение элементов-примесей во вкрапленности пирита из окварцованных терригенных пород, обр.1-7. Характерно зональное распределение As, Co и Ni; Pb, Bi, Ag имеют между собой высокую степень корреляции и вероятно обусловлены микровключениями галенита; максимальное содержание примеси Ag=3.3 ppm, Au=2.7 ppm, но корреляция между ними очень низкая (0.03).

В образце Вр1-9 проявилось два статистических пика состава арсенопирита: высокосернистого и также близстехиометричного. Образец представляет собой слоистый туфоалевролит с секущими (перпендикулярно слоистости) прожилками (около 1мм) карбонатно-кварцевого состава (рис. 4.8 Г). Тонкокристаллический арсенопирит, вкрапленность которого насыщает слои породы, укрупняется вдоль контактов с прожилком. Арсенопирит этого образца характеризуется зональным строением кристаллов, отражающимся в появлении двух пиков содержаний As. Распределение содержаний элементов-примесей в этом арсенопирите показано на рис. 4.13. Примеси Au и Ag локализуются независимо друг от друга и, вероятно, не связаны с включениями самородного золота.



Рис. 4.12. Арсенорпирит, пирит и самородное золото в оруденелых терригенных породах. А – друза призматических кристаллов арсенопирита в слоистом карбонатизированном туфоалевролите, (ассоциирует с халькопиритом, галенитом, блеклой рудой,сфалеритом, пиритом, пирротином, самородным золотом), обр.Вр1-9; Б – удлиненно-призматические кристаллы арсенопирита и В – изометричные кристаллы пирита в окварцованном песчанике (в арсенопирите As/S  $\leq$ 1), обр.Вр10-8; Г – "корочка" самородного золота из кварцевой зоны кварц-карбонатного прожилка в карбонатно-терригенной породе, состав (мас.%) Au=93.5, Ag=3.4, Hg=3.1, обр.Вр10-2;Д – пирит из той же зоны с содержанием As=8.4 мас.%, обр.Вр10-2; Е – агрегат изометричных, до округлых кристаллов пирита (As=0.7мас.%).

**Пирротин** встречается редко и в незначительных количествах, главным образом, в виде овальных включений (до 0.05мм) в кристаллах пирита и арсенопирита в срастании с халькопиритом и сфалеритом. В случае контакта туфопесчаника с базитовой дайкой (Вр 6-1), количество пирротина увеличивается, и он образует, наряду с пиритом и халькопиритом, самостоятельную ксеноморфную вкрапленность в дайке и во вмещающей терригенной породе. Причем, в этом случае наблюдается замещение пирротина марказитом.

В некоторых участках серицитизированных слоистых вулканогенно-осадочных пород пирротин преобладает, и его ксеноморфная вкрапленность образует зоны с разной размерностью зерен. Так, в серицитизированных прослоях (более светлых) количество вкрапленности и ее размерность увеличиваются. Наряду с пирротином здесь в незначительном количестве встречаются пирит, халькопирит и сфалерит, причем пирротин цементирует или замещает кристаллы пирита, срастается со сфалеритом, а вкрапленность халькопирита преимущественно локализована в более темных прослоях. Состав пирротина (ф.ед.): S– 1.05-1.08; Fe– 0.94-0.91. В пирите из серицитизированных прослоев, ассоциирующем с пирротином, наблюдается прожилковидная, линейная вкрапленность теллурида висмута с приблизительным составом (ат%): Te – 56.8; Bi – 43.2.



Рис. 4.13. Карта распределения элементов-примесей в арсенопирите из терригенных пород Воронцовского месторождения. Наблюдается зональное распределение примеси Co, Ni, Ag и Tl и пятнистое распределение примеси Au и Cu. Обр. Вр1-9.

**Минералы Fe-Co-Ni-As** установлены в терригенных породах в виде единичных кристаллов (до 10 мкм) в срастании с мышьяковистым пиритом, а также в виде фазы с нечетким диффузионным контуром (мощностью до 2мкм) с составом близким к герсдорфиту, которая локализуется в межзерновом пространстве пирита (рис. 4.10 Г). Усредненный состав пирита и цемента: Fe 63.04; S 30.31; Ni 2.13; As 4.53 ат. % (Bp141a).В данном типе руд Ag устойчиво коррелирует с Mn, Ni, Mo; Bi– c W, Cu, Cd; Mn– c Co, Mo, Sn; Fe– c Cu, Ga, Ge, W; Cu– c W, Bi (табл. 4.2). Что касается *золота,* максимально высокой корреляции элементов с ним не обнаружено, повышенная положительная корреляция намечается у Au c V, P, Ga и U (типично "гидрогенные"); чуть ниже – c Fe, Te, Ge, Ni и Co (табл. 4.2).

Положительная корреляция Au c Fe, Te, Ni и Co указывает на связь Au c пиритом (несущим изоморфную примесь Te, Ni и Co) – в этом случае для золота могут реализоваться изоморфная, кластерная формы, а также может присутствовать тонкое самородное золото, равномерно- или зонально-рассеянное в пирите и арсенопирите. Положительная корреляция Au c Ga и Ge косвенно отражает общее обогащение золотом участков развития поздней полиметаллической Zn-содержащей ассоциации (с которым и зачастую связаны эти элементы). Высокая положительная корреляционная связь Au c V, P и U, также, как и в случае "карбонатных" руд, маркирует то, что золоторудные тела во многом унаследовали позицию синседиментной послойной пиритизации: она тяготела к горизонтам, обогащенным Сорг, а также и упомянутыми элементами – типичными "гидрогенными" [Викентьев и др., 2020; Кайлачаков и др., 2020].

	Р	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Mo	Cd	Sn	Sb	Те	W	Pb	Bi	U	Ag	Au
Р	1																					
V	0,15	1																				
Mn	-0,32	-0,19	1																			
Fe	-0,13	0,73	0,11	1																		
Co	-0,14	0,33	0,72	0,58	1																	
Ni	0,37	-0,07	0,69	-0,06	0,58	1																
Cu	-0,38	0,10	0,36	0,74	0,57	-0,05	1															
Zn	-0,30	0,11	0,65	0,08	0,59	0,38	0,07	1														
Ga	-0,06	0,91	0,09	0,83	0,48	-0,03	0,33	0,30	1													
Ge	-0,18	0,80	0,32	0,77	0,62	0,11	0,36	0,57	0,94	1												
As	-0,11	0,38	0,07	0,32	0,02	-0,19	0,13	0,40	0,54	0,62	1											
Mo	-0,06	-0,29	0,82	-0,02	0,75	0,74	0,29	0,64	-0,13	0,11	-0,17	1										
Cd	-0,18	-0,13	0,36	-0,19	0,29	0,20	-0,08	0,88	-0,02	0,24	0,27	0,54	1									
Sn	-0,08	0,22	0,81	0,49	0,88	0,71	0,51	0,66	0,42	0,60	0,23	0,76	0,39	1								
Sb	-0,22	-0,39	0,06	-0,34	-0,47	-0,06	-0,25	-0,06	-0,21	-0,21	0,22	-0,23	-0,04	-0,18	1							
Те	0,33	0,02	-0,31	-0,22	0,05	-0,03	-0,28	0,07	-0,18	-0,20	-0,50	0,16	0,31	-0,24	-0,56	1						
W	-0,15	0,11	0,17	0,71	0,43	-0,04	0,93	-0,14	0,23	0,22	0,07	0,17	-0,22	0,43	-0,30	-0,29	1					
Pb	-0,21	0,08	0,25	-0,03	0,38	0,11	-0,02	0,82	0,10	0,33	0,19	0,47	0,93	0,39	-0,33	0,42	-0,12	1				
Bi	-0,45	0,09	0,30	0,66	0,50	-0,18	0,92	0,29	0,31	0,41	0,32	0,29	0,23	0,50	-0,24	-0,21	0,84	0,29	1			
U	0,39	0,76	-0,11	0,48	0,43	0,17	-0,04	0,20	0,69	0,60	0,16	0,04	0,05	0,23	-0,37	0,39	-0,08	0,14	-0,07	1		
Ag	-0,21	-0,37	0,90	-0,20	0,64	0,74	0,11	0,68	-0,19	0,06	-0,15	0,93	0,52	0,68	-0,05	0,01	-0,06	0,43	0,10	-0,13	1	
Au	0,57	0,65	-0,23	0,40	0,24	0,29	-0,15	-0,13	0,50	0,34	-0,20	-0,09	-0,22	0,12	-0,24	0,36	-0,07	-0,13	-0,28	0,82	-0,24	1

Табл. 4.2. Матрица парных корреляций для образцов оруденелых туфогенных песчаников. Выделены максимальные (желтым маркером) и высокие (для Au и Ag) значения К<sub>кор</sub>.

### 4.3. Формы золота в гипогенных рудах

Золото является основным компонентом руд, оно имеет положительную корреляционную связь с As, Hg, Pb и, в меньшей степени, с Cu, Zn. Распределение его в рудах неравномерное, что, вероятно, обусловлено сложным наложением друг на друга разнородных метасоматических процессов и неоднократным переотложением химических элементов; также не исключен дополнительный привнос Au в систему поздними порциями гидротермальных растворов.

### 4.4. Сопоставление химического состава руд, в разной степени обогатимых

Из рудных блоков Воронцовского месторождения с разной обогатимостью были отобраны образцы силикатных и карбонатных руд. Образцы представляли собой остатки шлама с буровзрывных скважин, были выбраны наиболее богатые интервалы (согласно пробирному анализу, проведенному в лаборатории ЗСУ). Целью изучения образцов этих руд, являлось выяснить, чем обусловлена плохая обогатимость части руд. (Прил. 3). Образцы были отданы на анализы методами ICP-MS и РФА, с целью выяснения хим. состава данных руд. По результатам анализов были составлены бинарные графики, с акцентом на элементы рудной ассоциации, включая те, которые могут указывать на формы Au.

Для *известняковых брекчий* на графиках As-Te-Sb-Mn (Рис. 4.18) прослеживается линейная зависимость (положительная корреляция) Au от концентрации этих элементов для плохо обогатимых руд, т.о. они обнаруживают устойчивую связь между собой для этих руд. Это может говорить о преобладающей изоморфной форме нахождения Au, находящегося здесь в As-пирите и арсенопирите.

Для *силикатного типа руд* приведены графики соотношения в них Au c Fe-Te-Cu-Co-Ga-Ge (Рис. 4.19): для плохо обогатимых руд этого типа Au имеет отрицательную корреляцию с As и Sb, а для Fe, Cu, Co, Ga, Ge обнаружена прямая корреляция с Au.Это может свидетельствовать в пользу резко преобладающей изоморфной формы нахождения Au, находящегося здесь в пирите и, отчасти, халькопирите.

В целом, очевидно, что низкая обогатимость золота связана с рассеянием его в сульфидных минералах и арсенопирите в изоморфной или тонкодисперсной форме, затрудняющей доступ к Аи-минералам (самородного золота, реже др.) выщелачивающего технологического раствора на обогатительной фабрике ЗСУ. Вторая по значению причина низкой обогатимости – наличие в руде значимых количеств тех или иных природных сорбентов (глинистые минералы, углеродистое вещество), которые могут сорбировать

золото из цианистых растворов, увеличивая тем самым его потери в технологическом процессе.

При сравнении средних содержаний для этих двух групп можно обратить внимание, что в группу "труднообогатимых" зачастую попадают пробы с максимально высокими С<sub>Au</sub> (Табл. 4.3). Рост С<sub>Au</sub> может отражать не только увеличение содержания самородного золота (это характерно для золоторудных месторождений), но и то, что увеличивается его крупность, что вызывает трудность выщелачивания Au, т.к. полностью растворить "макрозолотины" цианидом не удается.

Табл. 4.3. Средние концентрации элементов в силикатном типе руд (*necu.*) и в известняковых брекчиях (*брекч.*), разделенных по группам хорошо (извлечение Au ~80%) и плохо (извлечение Au ~20%) обогатимых руд

Руды	Р	V	Mn	Fe	Со	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As
Песч-20%	1030	67	580	13575	8,1	17	25	145	4,0	0,3	842
Песч-80%	760	51	2499	13032	11,4	16	85	298	3,4	0,3	950
Брекч-20%	823	18	886	2143	2,7	12	11	54	0,7	0,1	1432
Брекч-80%	573	35	1103	6789	4,6	13	15	75	1,5	0,2	169
Руды	Мо	Cd	Sn	Sb	Те	W	Pb	Bi	U	Ag	Au
Песч-20%	1,4	0,8	0,3	196	6,9	1,8	20	0,0	0,7	2,2	11,4
Песч-80%	2,4	1,4	0,4	71	9,1	2,7	68	0,6	0,5	15,4	4,2
Брекч-20%	1,5	0,6	0,1	101	1,5	1,1	17	0,2	0,4	6,3	16,0

По всем этим данным мы можем предположить следующие факторы, влияющие на обогатимость руд (определяющие плохое извлечение Au цианистыми растворами):

- Золото находится в кристаллической решётке пирита, мышьяковистого пирита и арсенопирита, препятствуя выщелачиванию золота из руд. "Невидимое" золото концентрируется в зонах роста: в известняковых брекчиях – тонкозернистых Asпирита и арсенопирита, которые также содержит значительные примеси Sb, Cu, Te, a в туфопесчаниках – пирита и халькопирита. Теллур, As, Sb и др. примеси, изоморфно замещающие позиции Fe в решетке пирита, делают его кристаллическую решетку более "рыхлой", что облегчает вхождение в нее атомов Au.
- Наиболее плохо обогатимые руды относятся к золото-пирит-реальгаровой ассоциации. Часть золота в них входит в состав сульфосолей, чем может быть обусловлена прямая зависимость Au от концентраций в руде их ведущих компонентов – As, Te, Sb, Ag.
- Средние содержания золота в эксплуатационных блоках плохо обогатимых руд существенно выше, нежели чем в хорошо обогатимых. Возможно это связано с более высокими содержаниями здесь свободного золота в рудах, присутствующего,

в том числе, в крупных выделениях, ограниченно растворимых цианидами (на полное растворение таких золотин требуется больше времени).



Рис. 4.18. Бинарные диаграммы соотношений химических элементов (г/т) для карбонатных рудных брекчий, в разной степени обогатимых.



Рис. 4.19. Бинарные диаграммы соотношений химических элементов (г/т) для силикатных руд (туфопесчаников), в разной степени обогатимых.

### 4.5. Собственные минералы золота

*Самородное золото* во всех типах руд (карбонатных и карбонатно-кварцевых брекчиях, измененных терригенных породах) мелкое <0.1 мм (крайне редко до 1 мм) с некоторой тенденцией к укрупнению в поздних парагенезисах. Образует рассеянную вкрапленность в кварце в экзоконтактах карбонатно-кварцевых прожилков, тяготеет к скоплениям арсенопирита, иногда содержится в виде включений в пирите, арсенопирите и самородном мышьяке, обычно в трещинках и на границе зерен (рис. 4.14). Иногда самородное золото кристаллизуется в друзовидных пустотах между кристаллами кварца и карбоната. Оно образует интерстициальные (рис.4.4 В,  $\Gamma$ ), пластинчатые (рис.4.12  $\Gamma$ ) и комковатые формы (рис.4.4 Е), а также ограненные зерна (рис. 4.4 Д).

Самородное золото пирротин-арсенопиритовой ассоциации в карбонатных брекчиях имеет округлые или неправильные формы. Оно располагается среди массы нерудных минералов и имеет размеры менее 0.02 мм. Пробность его высокая 987-998. Самородное золото аурипигмент-реальгаровой минеральной ассоциации этих брекчий представлено частицами размером менее 0.1 мм, наиболее часто менее 0.02 мм. Оно образует вкрапленность в нерудных минералах цемента – кварце, карбонате, барите и, редко, в арсенопирите, сфалерите и других минералах. Местами в цементе брекчий частицы золота размером менее 0.005 мм образуют участки густой вкрапленности ("облачные" скопления). Золото здесь имеет высокую пробность (930-990), при этом содержит 0.7-3.5 мас% Нд. Пробность золота испытывает колебания от одного типа руды к другому, но в целом снижается от ранних ассоциаций к поздним: от 920-990 до порядка 600-700; изредка в отдельных участках мозаично-зональных зерен позднее золото отвечает кюстелиту с 70-78 мас% Ад (рис. 4.15). Весьма характерной для золота месторождения, прежде всего низкопробного, является примесь ртути (до 4мас. %), даже в высокопробном золоте ее содержание достигает 3 мас% и изредка встречается высокопробное золото с примесью Cd до 2 мас.%.

Самородное золото в тонковкрапленных золото-пирит-арсенопиритовых рудах в *окварцованных туфопесчаниках* представлено неравномерно-рассеянной вкрапленностью его частиц, рассеянных преимущественно в массе породы, реже в срастаниях с сульфидами. В участках развития кварц-серицитовых изменений количество частиц золота существенно возрастает и становится максимальным в участках брекчирования, где локально развивается мышьяк-арсенопиритовая ассоциация (рис. 4.16, 4.17).

Здесь частицы самородного золота приурочены к мелкозернистому арсенопириту, а также заключены в самородном мышьяке, особенно в краевой части его крупных выделений, реже локализуются в серицит-кварцевой массе породы, образуя тесные срастания



Рис.4.14.Золото в сульфидах карбонатных руд (карбонатные рудные брекчии). А - низкопробное золото в арсенопирите; Б - электрум(Au) во включении блеклой руды (Fl) в галените (Ga).



Рис. 4.16. Самородное золото в поздних гидротермальных образованиях Воронцовского месторождения. А – "облачный" агрегат самородного золота в метасоматите с игольчатым арсенопиритом, Б - срастание игольчатого арснопирита и самородного золота, обр. Вр1-4; В - включение самородного золота в самородном мышьяке, обр.Вр1-2.

с арсенопиритом обеих морфологических разновидностей и самородным мышьяком; наиболее распространены частицы золота крупностью менее 20 мкм. Меньшее их число достигает размера 50 мкм и лишь единичные зерна более крупные (до 0.2 мм). Состав золота характеризуется высокой пробой (923-956). Отдельные частицы золота содержат повышенное количество ртути. Наиболее высокие содержания этого элемента (до 2.6 мас%) присущи тем частицам золота, которые заключены в самородном мышьяке.



Рис. 4.17. Золото в сульфидах вулканогенно-терригенных пород. А - агрегат кристаллов арсенопирита (+сфалерит) с вкрапленностью самородного золота в дефектах и во вмещающем нерудном агрегате. Вр10-8; Б - мелкое (0.00n мм) низкопробное золото во внешней зоне кристалла пирита. Вр10-1; В, Г – обр. Вр10-10: В - агрегат изометричных кристаллов пирита; Г - самородное золото по микротрещинкам в кристаллах пирита.

Самородное золото в *аргиллизитах* относится, в основном, к тонкому (-0.1 мм) классу, его частицы имеют различную морфологию и скульптуру поверхности, несут отпечатки зерен карбоната и других минералов. Встречаются агрегаты мелких кристаллов золота, в котором присутствуют включения пирита, кварца, блеклой руды, гессита. В целом, для пробность золота сильно варьирует от 950-990 до <500, при преобладании средних ее значений. Обнаружены срастания зерен различной пробности от высокопробного до электрума. Помимо серебра в составе золота зафиксированы до 0.7 мас% Си и до 5.5 мас% Нg. Низкопробное золото является поздним, обрастая средне-высокопробные выделения самородного золота; в той же позиции встречается и гессит.

## "Невидимое" золото в пирите

При анализе пирита, вероятно, следует пристально рассматривать как сами величины  $C_{As}$  и  $C_{Au}$  в пирите, так и их взаимосвязь. Максимальная растворимость As в пирите по экспериментальным данным Л. Кларка при 600°С составляет 0.53 мас. %, а в природных пиритах содержание As достигает 9.3 мас.% [Fleet, Mumin, 1997] и некоторые исследователи определяли 14.1 мас.% As в пирите [Su et al., 2012]. Причем в большинстве случаев исследователи отмечают, что сохраняется сумма содержаний в пирите  $C_S+C_{As}= 66.7$ ат. %, и интерпретируют пониженные концентрации мышьяка (до ~1.2 мас.%) как

наличие твердого раствора с локальной кластеризацией атомов As. Зато при более высоких концентрациях As в пирите (6-9 мас. %) исследователи [Palenik et al., 2004; Griffin et al., 1991] обнаруживают арсенопиритовые домены на изображениях HRTEM. Следует отметить еще одно свойство As-пиритов – это, неоднородность и, чаще, контрастная зональность распределения As, которая может быть обусловлена изменением кристаллографической ориентировки зерна (различные межплоскостные расстояния и изменения параметров твердого раствора), и отмечаются колебания содержаний не только серы, но и железа. Возможно, с этим согласуется неоднородный тип проводимости в одном кристалле.



Рисунок 4.20. Распределение содержаний Au и As во всей выборке пирита образца Bp10-17. Предел обнаружения (3 $\sigma$ ) для As составляет 0.01 мас. %, для Au – 0.0045 мас.% (пунктир).

Примесь золота в пирите, в котором содержание мышьяка не превышает 0.2 мас. % составляет не более 700 pbb или отсутствует совсем [Sack et al., 2018; Cook, Chryssoulis, 1990]. В образце Вр134-7 содержание As~1 мас.%, а согласно проведенным по методу (Таусон, Кравцова, 2002) расчетам, содержание структурного золота не должно превышать 1 г/т, и такой пирит попадет в левое облако составов на рис. 4.20. Значимые содержания золота появляются при содержаниях As в пирите не менее 1.5мас.% [Su et al., 2012; Vallance et al., 2019]. Так же, как и показано здесь, исследователи отмечают тонкозональное строение As-И Аи-содержащего пирита И усложнение ИХ кристаллографической огранки. Во многих случаях наблюдается линейная положительная зависимость увеличения содержаний золота в пирите от уровня концентраций мышьяка (в интервале выше 1,5 мас.%), но вместе с тем в этой зависимости имеются два максимума содержаний Au: в интервале 2-5мас.% As и 6 мас.% и выше.

Этот факт, так же, как и в случае вхождения в пирит только примеси As, вероятно, можно объяснить изменением структурной формы вхождения Au в As-пирит: при относительно низких концентрациях As (2-5 мас.%) золото входит в твердый раствор  $S_2^{2-}$   $\leftrightarrow$  AsS<sub>3</sub>; при высоких концентрациях As золото входит в пиритовые и марказитовые-

структурные (арсенопиритовые) домены, которые выявлены в работе [Reich, Becker, 2006]. Полученные данные в целом указывают на два типа "невидимого" Au в пирите. Первый отвечает области  $C_{As}$  до ~1.5 мас. %, когда Au и As ведут себя довольно независимо, а содержание Au в пиритовом твёрдом растворе, где Au замещает Fe и находится в октаэдрическом окружении атомов S (Trigub et al., 2017; Filimonova et al., 2020), составляет до ~100-150 ppm. Второй тип "невидимого" Au образуется при  $C_{As} > 1.5$  мас. %. Для этой области содержаний характерна сильная корреляционная связь Au-As, причина которой может заключаться в образовании в матрице пирита доменов со структурой арсенопирита или, что более вероятно, лёллингита, в которых As может входить в окружение структурного Au.

Таким образом, в нашем исследованном образце тонкозонального As-пирита содержание золота достигает 740 г/т и также можно предполагать его вхождение в структуру пирита, вероятно, в доменной форме. В то же время, если содержание пирита в руде составляет около 20 об%, а содержание золотосодержащего пирита составляет не более 10% от всего пирита, то на каждую тонну руды количество "невидимого" золота составляет до 14.8г.

### "Невидимое" золото в арсенопирите

Вся выборка составов арсенопирита Воронцовского месторождения 4.21). характеризуется полимодальным распределением (рис. Как показывают предыдущие исследования состава и парагенезисов арсенопирита [Холмогоров, Яковлев, 1977; Тюкова, Ворошин, 2007], полимодальность состава арсенопирита характерна для месторождений, на которых было неоднократное проявление гидротермальной деятельности. Поскольку в раннем пирите установлена существенная примесь As и Au, можно предположить, что для поздней минерализации именно он был источником этих компонентов. В случае поступления мышьяка в терригенно-осадочную толщу с рассеянной вкрапленностью пирита, образование арсенопирита последующей ассоциации могло идти по упрощенной реакции: FeS<sub>2</sub>+1/2As<sub>2</sub>=FeAsS+1/2S<sub>2</sub>, которая иллюстрирует обратную зависимость между  $logf(S_2)$  и  $logf(A_{S_2})$  в равновесии арсенопирит-пирит.

В скарноидах арсенопирит кристаллизовался в условиях дефицита вещества (множество футляровидных кристаллов). Преобразование арсенопирита в условиях насыщения флюидной системы CO<sub>2</sub> возможно протекало по следующей реакции:

 $FeAsS(s)+CO_2(g)=FeO(s)+CO(g)+AsS(g),$ 

Где в случае высокого значения fO2 образуется Fe3O4 [Chakraborti, Lynch, 1983].

В поздней группе ассоциаций последовательность образования минералов системы Fe-As-S наиболее сложна. Так, в ассоциации присутствуют арсенопирит, самородный мышьяк и леллингит, которые могут быть связаны по реакции:



2FeAsS+4As=2FeAs<sub>2</sub>+S<sub>2</sub> [Barton, 1969].

Рисунок 4.21. Полимодальное распределение содержаний As в арсенопирите Воронцовского месторождения (вся выборка). II+III - арсенопирит из ассоциаций в терригенных породах и скарноидов; IV - арсенопирит золото-пирит-реальгаровой ассоциации

Детальные исследования взаимоотношения этих фаз показали, что более ранний сернистый арсенопирит: 1) замещается ("съедается") самородным мышьяком с образованием тонкоигольчатого агрегата арсенопирита и леллингита промежуточного сернистого состава, 2) ортогонально обрастается (оставаясь в реликтах) зональным более мышьяковистым арсенопиритом, и уже между этими агрегатами локализуются кристаллы леллингита с небольшой примесью серы и самородное золото. И отчетливо более позднее положение (секущие прожилки, "пропитка" всех гидротермальных образований) занимает ассоциация As-сульфидов и пирита. Таким образом, природные взаимоотношения фаз поздней группы ассоциаций соответствуют серии реакций: Asp  $\rightarrow$  Asp+Lö  $\rightarrow$  AsS As<sub>2</sub>S<sub>3</sub> и позволяют предполагать, что к концу процесса рудоотложения,  $\rightarrow$ восстановленные щелочные мышьяковистые флюиды сменились на окисленные, более кислые существенно сернистые растворы [Колонин и др., 1988]. Причем, повышенная пористость кристаллов арсенопирита, характер срастаний с другими арсенидными фазами свидетельствуют о перераспределении компонентов в ассоциации Asp+Lö+cam.As, а тонкоигольчатый –до спутано-игольчатого –характер агрегатов лелингита, его выражено нестехиометричный высокосернистый состав свидетельствует о быстрой неравновесной кристаллизации руд; об этом же свидетельствует заметная "загрязненность" самородного золота As и Hg.

Исследования C<sub>Au</sub> в арсенопирите разных ассоциаций РСМА с прецизионной съемкой показали наличие обратной корреляции Au-S и прямой –Au-As (рис. 4.22). Au и Fe в арсенопирите разных ассоциаций связаны обратной корреляционной зависимостью, которая в пределах отдельных зон кристаллов проявляется слабее. Вероятно, это

обусловлено меньшим размахом C<sub>Fe</sub>, который составляет 0.06 ф.е., тогда как C<sub>S</sub> и C<sub>As</sub> изменяются относительно друг друга в интервале 0.35 ф.е.



Рис. 4.22. Распределение содержаний золота по профилям: a,b - из скарнов (Bp134-15); с-е – высоко мышьяковистый арсенопирит золото-пирит-реальгаровой ассоциации (Bp1-5). Арсенопирит с профилем С-D является реликтовым из скарновой ассоциации. Предел обнаружения золота методом PCMA составляет 45ppm, пунктирная линия.

Поскольку более поздний As-арсенопирит (Asp-IV) обогащён Au по сравнению с более ранним S-арсенопиритом (Asp-III), можно утверждать, что прямая корреляция Au–As и обратная Au–S проявляются не только на локальном уровне в пределах отдельных зон и зёрен арсенопирита из обеих минеральных ассоциаций, но и, несмотря на разницу в  $C_{Au}$  и условиях образования, характерны для месторождения в целом. Это наблюдение подтверждает сделанное выше предположение о разной природе корреляционных связей Au–As и Au–Fe. Наиболее вероятно, что обратная корреляция Au–Fe обусловлена механизмом изоморфного замещения: Au замещает Fe в структуре арсенопирита. Прямая зависимость Au–As, вероятно, вызвана различием в режиме летучести серы при отложении зёрен арсенопирита на разных стадиях образования месторождения: более поздний и более золотоносный Asp-IV образовался при пониженном относительно раннего Asp-III значении летучести серы; Asp-IV обогащен мышьяком (рис. 4.25).

При содержании золота вплоть до ~ 0.6 мас. % наблюдается значительная прямая корреляционная связь в паре Au–As: концентрация Au растёт в арсенопирите, все более обогащенном мышьяком. При C<sub>Au</sub>> 0.6 мас. % эта зависимость ослабевает. Вместе с тем, обратная корреляционная связь Au–Fe проявлена во всей исследованной области составов золотосодержащего арсенопирита (рис. 4.21), что ещё раз свидетельствует в пользу образования твёрдого раствора, в котором Au замещает Fe в структуре арсенопирита.

Поскольку близкие зависимости C<sub>Au</sub> от состава арсенопирита были установлены для других месторождений типа Карлин [напр., Fleet, Mumin, 1997], можно полагать, что они соблюдаются в целом для месторождений этого типа.



Рис. 4.25. Зависимость содержания золота и основных элементов в арсенопирите разных ассоциаций: 1-2 - арсенопирит из карбонатно-терригенных пород (Bp1-9, Bp10-13); 3 - арсенопирит скарновой ассоциации (Bp134-15); 4 - реликт раннего сернистого арсенопирита в позднем высокомышьяковистом арсенопирите (Bp1-5); 5-6 – зональный высокомышьяковистый арсенопирит из ассоциации с самородным мышьяком (Bp1-5); 7 - сернистый арсенопирит, ассоциирующий с таллиевой минерализацией (Bp-руда).

Таким образом, при наличии высоких концентраций золота и мышьяка в гидротермальном процессе при относительно высоких температурах растворов при быстрой, во многих случаях неравновесной кристаллизации руд существенное количество золота может входить в структуру сульфоарсенидов железа. Количество "невидимого" золота в сульфидах Воронцовского месторождения может достигать 14.8 г/т. Важным источником химических элементов (S, As, Fe, Au др.) для руд месторождения в значительной степени является более ранняя колчеданная и другая гидротермальная минерализация.

# 4.6. Стадии минералообразования в рудных телах Воронцовского золоторудного месторождения

В рудных телах Воронцовского месторождения выделяются четыре группы минеральных ассоциаций (табл. 4.4).

Группа 1 включает пирит ± сфалерит ± халькопирит ± пирротин и располагается в известняковой брекчии и в самой нижней части вышележащих туфообломочных пород. Карбонатная брекчия содержит незначительное количество слоев мелковкрапленного магнетита в алевролитовом цементе. Минеральная ассоциация, как и бедные руды, содержит тонкую вкрапленность или линейные агрегаты сульфидов, в основном пирита (рис. 4.1 А). Микроскопически пирит образует мелкозернистые идиоморфные зональные кристаллы и реликты фрамбоидов.

Группа 2 включает тонковкрапленное золото-пирит-арсенопирит в туфообломочных породах. Такая сульфидная вкрапленность локально перераспределяется с выделением в прожилки пирита (рис. 4.1 Б). Пирит образует идиоморфные кристаллы и сферические агрегаты (от 0,01 до 0,0 мкм). Арсенопирит обычно встречается в туфогеннообломочных породах, если в них имеются признаки гидротермальных изменений и первичная перекристаллизация пирита.

Группа 3 включает гранат-магнетитовый скарн; карбонатнобрекчированную породу с кокардовой текстурой; полисульфидно-карбонатно-кварцевые и массивные халькопиритовые жилы (рис. 4.1 В,Г). В скарнах распространена сульфидная ассоциация пирит-пирротин-халькопирит-сфалерит-галенит, т.е. сульфиды эпискарновые. Позже, наряду с окварцеванием, кристаллизовался арсенопирит  $\pm$  пирротин  $\pm$  сфалерит. Пирит образует идиоморфные кристаллы и их агрегаты (до 10 см). Как правило, центральная часть кристаллов пирита не содержит мышьяка и окружена областью с несколькими процентами мышьяка, а внешняя зона представлена арсенопиритом (рис. 4.9 В,Г). Арсенопирит образует идиоморфные кристаллы (до 2-3 мм) и их агрегаты в сростках с пиритом. Агрегаты арсенопирита часто сцементированы галенитом, теннантиттетраэдритом и сульфосолями Pb. Отношение As/S в арсенопирите < 1. Pb-Sb(± Cu, Ag, Ві) сульфосоли (табл.4.3) распространены и образуют дисперсную вкрапленность и игольчатые агрегаты размером до 2 см в окремненных мраморах. Теннантит-тетраэдрит в значительных количествах встречается только в массивных халькопиритовых жилах. Вместе с сульфосолями свинца в незначительных количествах он цементирует брекчированный пирит и арсенопирит и сростки с антимонитом в более поздних брекчиевидных рудах.

Группа 4. Комплекс золото-пирит-реальгар карлинского типа наложен на разные брекчии. Последовательность отложения минералов следующая: пирит + арсенопирит → (окварцевание) → Pb-Sb-сульфосоли + сфалерит + халькопирит → (аргиллизация) → самородный мышьяк + S-лёллингит + самородное золото → таллиевые минералы +антимонит+реальгар +аурипигмент+ самородное золото (рис. 4.1. Д). Пирит встречается в центральной части агрегатов арсенопирита. Кристаллы пирита часто сцементированы антимонитом и реальгаром. Количество арсенопирита в этой группе увеличивается, и он обычно имеет ромбическую или призматическую форму и богатый мышьяком состав с Те и Tl в качестве обычных примесей. Арсенопирит сцементирован и частично корродирован самородным мышьяком, а также лёллингитом. Более того, As-арсенопирит нарастает ортогонально на призматические вытянутые реликты S-арсенопирита, который, повидимому, является более ранним арсенопиритом предыдущей стадии оруденения. Содержание золота в арсенопирите достигает 315 г/т (в среднем 5–6 г/т Au); Колебания содержания золота коррелируют с вариациями содержания таллия.

### 4.7. Минералогия руд. Пещерное месторождение

В 15 км к северо-западу от Воронцовского золоторудного месторождения, находится месторождения золотых упорных руд **Пещерное.** Морфология рудных тел характеризуется сложной линзовидной формой с раздувами и пережимами и неоднородным внутренним строением. Рудная минерализация носит вкрапленный, гнездово-вкрапленный и прожилково-вкрапленный характер. Руды представлены метасоматитами которые развиты преимущественно по вулканогенным породам. Выраженные морфологические признаки золотосодержащих метасоматитов отсутствуют.

Главным рудным минералом является **пирит**. Он распространен в виде вкрапленности идиоморфных кубических и более сложных кристаллов и их агрегатов. Часто имеет зональное строение по содержанию мышьяка (рис. 4.26) и содержит включения сфалерита, халькопирита, галенита, реже – халькопирита, пирротина, Co-Ni– сульфоарсенидов, блеклой руды, самородного золота, теллуридов Au-Ag, монацита.

	_		D						
Минералы	Формулы	Карбонатная брекчия с сульфидным цементом	Рудная м Слоистая туфотерригенна порода с сульфидной вкрапленностьк	я	ерализация Скарны, поли сульфидные карбонатно- кварцевые жилы	-	Карлинский тип - золото-пирит- реальгаровая минерализация в карб. брекчиях и аргиллизитах		
пирит	FeS <sub>2</sub>	+++	+++	$\wedge$	+++	Λ	++		
пирротин	Fe <sub>1-x</sub> S	+		[ ]	\ ++	$\langle \rangle$			
магнетит	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	+			++				
марказит	FeS <sub>2</sub>	+							
сфалерит	ZnS	++	++		++		+		
халькопирит	CuFeS		+		++				
арсенопирит	FeAsS		++		++		+++		
галенит	PbS		+		++		++		
кобальтин-герсдорфит	(Co,Ni)AsS		+						
шеелит	CaWO <sub>4</sub>				+				
русселит	Bi <sub>2</sub> WO <sub>6</sub>				+				
теллуровисмутит	Bi <sub>2</sub> Te <sub>3</sub>				+				
висмутин	Bi <sub>2</sub> S <sub>3</sub>				+	×			
андорит	AgPbSb <sub>3</sub> S <sub>6</sub>			m	+	ae			
сульфосоли Pb (±Cu,Ag,Fe,Zn,Mn)	PbAs,Sb,Sz			131	+	03			
дигенит	Cu <sub>o</sub> S <sub>5</sub>			du	+	(19)	-		
аргентотетраэдрит	Ag.Cu.(Fe.Zn),Sb.S.,			HI	+	BH			
тетраэдрит	$(Cu.Fe)_{12}Sb_4S_{13}$			e u	+	HO			
теннантит	$(Cu,Fe)_{12}As_4S_{13}$			198	+	00	+		
цинкенит	PboSbaaS42			106	+	ne	+		
халькостибит	CuSbS <sub>2</sub>			un	+	ен			
бертьерит	FeSb <sub>2</sub> S <sub>4</sub>			do	+	$d\rho$			
дискразит	Ag <sub>2</sub> Sb			φn	+	He			
ауростибит	AuSba			n	+	11 6			
калаверит	AuTe			RШ	+	BI			
алтаит	PhTe			au	+	in			
гессит	Ag <sub>2</sub> Te			Ma	+	Ma			
колорадоит	HgTe			bo	+	do	+		
реальгар	As <sub>4</sub> S <sub>4</sub>			ped		$d p_{a}$	+++		
сульфилы мышьяка (±Sb)	As,Sb,S,			RC		0	++		
лёллингит	FeAs <sub>2</sub>			Ka		Sas	+		
энаргит	CurAsS			ny		mk	+		
сульфосоли Ад (±Нд.Си.Fe)	AgAs,Sb,S,			Xp	-	(d)	+		
сульфилы ртути (±Zn)	Hg.S.			<sup>i</sup>		~	+		
антимонит	Sb <sub>2</sub> S <sub>2</sub>						+		
лаффитит	AgHgAsS						+		
алабанлин	MnS						+		
клерит	MnSb <sub>2</sub> S <sub>4</sub>						+		
сульфосоли талия	m14 01 0								
(±Hg,Pb,Cu,Ag,Fe,Zn,Mn)	TIAs <sub>x</sub> Sb <sub>y</sub> S <sub>z</sub>						+		
твиннит	$Pb(Sb,As)_2S_4$						+		
акташит	$Cu_6Hg_3As_4S_{12}$						+		
золото	Au		+		+		+++		
висмут	Bi				+				
серебро	Ag						+		
мышьяк	As						+		

Табл. 4.4.Рудные минералы гидротермальных ассоциаций Воронцовского золоторудного месторождения, по [Vikentyev et al., 2019] с уточнениями.

По набору элементов-примесей (Au, As, Pb, Sb) в **пирите и арсенопирите** и характеру их распределения наблюдается некоторое сходство Пещерного месторождения с Воронцовским. Примесь теллура в сульфидах Пещерного установлена не повсеместно и связана с наличием включений теллуридов Au и Ag. Зависимости содержаний элементовпримесей в **пирите** представлены на рисунке 4.27. Для пирита выражены линейные зависимости (положительная корреляция) в парах Au-As, Ag-Pb, Cu-Pb и Pb-Sb. В целом, содержания золота в сульфидах Пещерного месторождения всегда выше предела обнаружения методом LA-ICP-MSи достигают нескольких сотен ppm (в пирите до 400-500 ppm, в арсенопирите до 600 ppm). Золото, вероятно, присутствует как самородное и теллуридное (петцит), так и в виде тонкодисперсной примеси (изоморфной?) в пирите и арсенопирите при незначительной примеси Ag (до 5 ppm в пирите и до 13 ppm в арсенопирите) и корреляция Au-Ag по лазерным профилям не превышает 0.5.



Рисунок 4.26. Пирит руд Пещерного месторождения. Тонкозональное и пятнистое строение кристаллов. Номера соответствуют анализам в таблице 4.5. РСМА, аналитик Е. Ковальчук (ИГЕМ РАН).

пеще	пещерного месторождения (рис. 4.20., обр.502-4, гл.80м) в мас / и их корреляция.													
No.	As	S	Fe	Sb	Со	Au	Ni	Cu	Total					
1	1.85	52.02	46.69	0.00	0.04	0.02	0.01	0.01	100.63					
2	3.55	50.65	45.92	0.00	0.04	0.05	0.00	0.02	100.23					
3	1.20	52.47	46.34	0.00	0.05	0.04	0.01	0.02	100.12					
4	1.76	51.77	46.15	0.01	0.05	0.02	0.01	0.00	99.78					
5	1.60	51.66	46.09	0.00	0.08	0.03	0.03	0.00	99.48					
6	1.32	52.43	45.95	0.03	0.37	0.02	0.03	0.04	100.19					
7	0.69	52.89	46.43	0.01	0.08	0.00	0.01	0.00	100.11					

Таблица 4.5. Содержание основных компонентов и элементов-примесей в пирите Пешерного месторождения (рис. 4.26., обр.502-4, гл.86м) в мас% и их корреляция.

Примечание. Содержание Au определялось прецизионным методом (Ковальчук, 2019)с пределом обнаружения 0.0045 мас%.

	As	S	Fe	Sb	Со	Au	Ni	Cu
As	1							
S	-0,95686	1						
Fe	-0,42643	0,492405	1					
Sb	-0,35071	0,392582	-0,37138	1				
Со	-0,27693	0,335383	-0,43282	0,849731	1			
Au	0,780335	-0,77018	-0,55147	-0,39954	-0,15741	1		
Ni	-0,45285	0,34237	-0,38756	0,663814	0,81191	-0,28131	1	
Cu	0,021192	0,134526	-0,38922	0,501704	0,767656	0,320475	0,370931	1

Состав минералов определялся на растровом электронном микроскопе Tescan Vega-II XMU (режим EDS, 20 кВ, 400 пА) и использованием системы регистрации рентгеновского излучения и расчёта состава INCA Energy 450. Диаметр электронного пучка составил 157–180 нм. Время накопления сигнала составляло 100 секунд. (оператор Д. А. Варламов, ИЭМ РАН, г.Черноголовка). Состав выделений блеклой руды в халькопирите соответствует тетраэдриту (мас.%): Cu=32.5, Fe=7.67, Zn=5.97, As=3.0, Sb=20.91, S=30.19. Состав микронных включений теллуридов золота и серебра определен приблизительно вследствие их малых размеров и соответствует гесситу и петциту (Ag=37.62, Au=24.64, Te=33.63 с захватом примеси Fe, Cu, Zn, рис. 6а). В отличие от метасоматитов Воронцовского месторождения здесь в виде включений в пирите значительно чаще встречаются сульфоарсениды Со (рис. 6в).



Рис.4.27. Распределение содержаний элементов-примесей (г/т) в пирите и арсенопирите метасоматитов месторождения Пещерное. Пунктирные линии – пределы обнаружения элементов методом LA-ICP-MS.



Рис. 4.28. Главные минералы метасоматитов Пещерного месторождения и включения в них: а – петцит и галенит на границе зерен пирита и халькопирита (обр.103-2); б –самородное золото в пирите (обр.191-2); в – Со-сульфоарсенид (яркое) на краю кристалла пирита (обр.502-2); г – мышьяковистый пирит зонального строения с включениями сфалерита, галенита и арсенопирита (обр.502-5); д – срастание кристаллов арсенопирита с микровключениями монацита и пирита (обр.502-6); е – агрегаты мелкокристаллического арсенопирита псевдоромбического и призматического габитуса (обр.191-3).

В то же время обнаружена важная минералогическая особенность метасоматитов, добавляющая сходство с рудами Воронцовского месторождения: наряду с относительно крупными однородными призматическими кристаллами арсенопирита имеются тонкокристаллические агрегаты арсенопирита; для таких кристаллов характерны призматическая и ромбическая формы. Такие скопления арсенопирита обычны в поздних ассоциациях руд Воронцовского месторождения, а арсенопирит в них так же, как на Пещерном, имеет высокомышьяковистый (C<sub>As</sub>>C<sub>S</sub>, at.%) состав.

Таким образом, несмотря на определенную схожесть метасоматических преобразований вмещающих пород, как несущих оруденение, так и безрудных, Пещерного месторождения с таковыми Воронцовского месторождения, установлено, что рудный процесс на Пещерном месторождении предварялся/сопровождался более интенсивным, многократным дроблением и более значительной сульфидизацией вмещающих пород, возможно, исходной. По данным исследования примесей в сульфидах с помощью лазерной абляции определено, что также как для Воронцовского месторождения, пирит и арсенопирит метасоматитов Пещерного месторождения характеризуется относительно высокими неоднородно распределенными содержаниями примеси As и Au (К<sub>кор</sub> между ними ~0.8-0.9). Среднее содержание золота в пирите 105

22.3 метасоматитов составляет ррт (N=93). При учете количества пирита В метасоматитах ~8-10 οб. % среднее содержание «невидимого» золота в пиритизированном метасоматите будет составлять ~2 ppm (эта оценка близка к средним в 11 пробах метасоматитов Пещерного по данным пробирного анализа (C(Au)<sub>cp</sub>= 0.92 г/т). В случае присутствия арсенопирита в метасоматитах их золотоносность будет еще выше, но при небольшой статистике (N=12) такая оценка будет слишком грубой. В метасоматитах Пещерного Ад в основном входит в состав блеклой руды, теллуридов и галенита.

Приведенные в главе данные позволяют сформулировать

### положение з.

Плохая обогатимость части руд Воронцовского месторождения связана с тонкодисперсным золотом в пирите и арсенопирите. В апокарбонатных рудах и в аргиллизитах золото концентрируется в арсенопирите (до 0.25 и 1.23 масAu, соответственно), в апотерригенных рудах – в As-пирите (0.04-0.8 мас.%Au).

## Заключение

Турьинско-Ауэрбаховский рудный район Урала, включающий Воронцовское месторождение, – старейший, но недостаточно изученный. Геохимическая специализация района отвечает сидеро-халько-литофильному типу накопления. Анализ пород результатов региональной геохимической съёмки, в которой принимал участие автор [Криночкин и др., 2022], прежде всего распределение Au и его элементов-спутников (As, Sb, Cu, Zn, Pb) в породах показывает их соответствие геохимическим полям золоторудных месторождений карлинского типа в Восточной Неваде. Устойчивый набор индикаторных компонентов (Fe, Cu, Co, Ni, Hg) в породах и рудах указывает на заметный вклад мантийного вещества при формировании месторождений Турьинско-Ауэрбаховского рудного района. Позиция Воронцовского месторождения отвечает скоплению базитовых даек, маркирующих зону магматической активности. Установленные геохимические признаки позволяют полагать, что внедрение даек происходило в обстановке взаимодействия мантийного плюма со структурно-вещественными комплексами активной континентальной окраины, инициировавшего рассеянный рифтинг и внутриплитный магматизм. По нашим данным, становление комплекса даек происходило в 2 этапа: (1) ранне-среднедевонский синвулканический и (2) раннекаменноугольный.

Упомянутые геохимические и петрологические признаки, а также намеченная нами приуроченность рудных месторождений к северо-западным трендам, позволяют автору рекомендовать дальнейшее опоискование района с целью выявления здесь новых рудопроявлений. Данная рекомендация особенно актуальна в свете повышенного интереса к району на предмет выявления перспективных участков на золотое оруденение и высоким спросом на сырьё, обусловленным истощением его золоторудной базы в связи с отработкой ранее выявленных Си и Аи объектов и выявлением новых объектов нетрациционного золотого оруденения, таких как Пещерное.

Новая интерпретация позволит более осознанно подходить к поискам и ограничить области, благоприятные для локализации оруденения, сведя их участкам максимальных концентраций разновозрастных субвулканических и дайковых тел с одной стороны, и пересечений выявленных северо-западных трендов меридиональными и северо-восточными тектоническими нарушениями – с другой.

Повышенное содержание As, Sb, Hg, Ba, Tl в рудах (а также в геохимических ореолах) свидетельствует о низко-среднетемпературном вулканогенно-гидротермальном генезисе Воронцовского месторождения. При наличии высоких концентраций золота и мышьяка в гидротермальном процессе, при относительно высоких температурах растворов, при быстрой, во многих случаях неравновесной кристаллизации рудного

вещества существенное количество золота может входить в структуру сульфоарсенидов железа. Количество "невидимого" золота в сульфидах Воронцовского месторождения может достигать 14.8 г/т. Источником химических элементов (S, As, Fe, Au др.) для руд месторождения в значительной степени является более ранняя колчеданная и другая гидротермальная минерализация. Высокая корреляция Au c V, P и U в рудах маркирует то, что золоторудные тела во многом наследовали позицию послойной пиритизации: скорее всего, она тяготела к горизонтам, обогащенным С<sub>орг</sub>, а также и упомянутыми типично "гидрогенными" элементами.

Установленные закономерности по минералогии и геохимии богатых руд на месторождении, включая их в разной степени обогатимые разности, позволили уточнить формы нахождения Au в рудах, что важно для его более полного извлечения. Изучены факторы, контролирующие обогатимость минералогические руд Воронцовского месторождения. Для хорошо обогатимых руд определяющей формой Au является свободное золото размером от 0.1 до 0.8 мм с колебаниями пробности от кюстелита до высокопробного (987-998) с примесью до 5 мас. % Hg и до 2 мас. % Cd (во всех типах руд) и до 0.7 мас% Си (в апотерригенном типе). Плохая обогатимость руд обусловлена присутствием существенной части золота в "невидимой" форме в главных минералах: пирите и арсенопирите, причем в апокарбонатных скарнах и джаспероидах золото концентрируется в арсенопирите (до 0.25 мас. %) в зонах, обогащенных As, и с примесью Рь и Sb. "Невидимое" золото руд апотерригенного типа: в окварцованных породах локализовано в пирите в As-зонах (3-8 мас. %), с C<sub>Au</sub> - 0.04-0.8 мас. %. и примесями Со, Ni, Te; а в аргиллизированных – в тонкозональном арсенопирите (As/S≥1, C<sub>Au</sub> до 1.23 мас. %) в ассоциации с самородным мышьяком и Tl-минералами.

Средние содержания золота в эксплуатационных блоках плохо обогатимых руд существенно выше, нежели чем в хорошо обогатимых. Возможно это связано с присутствием крупноразмерного самородного золота (на полное растворение которого требуется больше времени).

Таким образом, Воронцовское месторождение обладает чертами, характерными для карлинского типа: локализация рудных тел в карбонатном разрезе (с подчиненной долей кремнисто-терригенного и вулканогенного материала); геохимическая ассоциация Au-As-Sb-Hg-Tl;нахождение разновозрастных субвулканических и дайковых тел рассеянная золото-сульфидная минерализация, представленная тонкозернистыми сульфидами; наличие высоких содержаний "невидимого" золота в сульфидах, в основном включенных в обогащенный As пирит; характерные спутники золота – реальгар и арсенопирит.
## ЛИТЕРАТУРА

- Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Корякова О.В., Янченко М.Ю. Органическое вещество в рудах и вмещающих породах Воронцовского месторождения // Ежегодник-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 46–51.
- 2. Баранников А.Г., Угрюмов А.Н. Проблемы эндогенного золотого рудогенеза мезозоя Урала // Литосфера.2003.(1). 13-26.
- Бобров В.Н., Гладковский Б.А. Отчет о результатах предварительной разведки по Воронцовскому золоторудному месторождению.пос. Рудничный, 1991. Фонды Воронцовской ГРП.
- Бобров В.Н. (1985) Карпинско-Павдинский рудный район //Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. В.И. Смирнов (ред.). Свердловск: УрО АН СССР. С. 222–226.
- 5. Бобров В.Н. Воронцовский клад. Поиски и открытия. Карпинск: Печатный дом «Перспектива», 2013. 32 с.
- 6. Бобров В.Н. Технологическое опробование для обоснования оптимальной технологической схемы переработки руд Воронцовского золоторудного месторождения на стадии его геологического изучения // Науч.-практ. 187 конф. 85 лет геологической службе Урала. Екатеринбург: Уралнедра, 2005. С. 93–97
- Бобров В.Н., Гельвер А.В. Технико-экономическое обоснование промышленной разработки Воронцовского золоторудного месторождения. В 4-х томах. Краснотурьинск, 1993. Фонды Воронцовской ГРП, А/с «ЮЗП». 217 с.
- Бобров В.Н., Хрыпов В.Н., Кусмауль Э.Г. Геология и методика разведки Воронцовского золоторудного месторождения // Проблемы геологии и разведки месторождений золота, извлечения благородных металлов из руд и отходов производства. Мат. межд. конф. Екатеринбург: УГГА, 1999. С. 71–73.
- Викентьев И.В., Русинов В.Л., Русинова О.В., Крупская В.В., Борисовский С.Е., Молошаг В.П., Егоров С.А. Новое Галкинскоезолото-полиметаллическое месторождение на Северном Урале // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Мат. всерос. конф.. М.: ИГЕМ РАН. 2010. С. 215-216.
- Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть, 2016. 206 с.
- 11. Викентьев И.В., Викентьева О.В., Тюкова Е.Э., Юшко Н.А., Блоков В.И., Варламов Д.А., Мурзин В.В. Новые данные по геологической структуре Воронцовского рудного поля на Северном Урале, Россия и выводы по его генезису // Геология рудных месторождений. 2022 (в печати).
- 12. ГИС-Атлас «Недра России» (https://vsegei.ru/ru/info/atlaspacket/).
- 13. Гладковский Б.А. История открытия Воронцовского золоторудного месторождения // Ур.геол. журн. 2002. №5. С.165–170.
- Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист О-41 (Екатеринбург). Объяснительная записка. 2009. ОГФ ВСЕГЕИ. 376 с.
- 15. Грабежев А. И., Ронкин Ю. Л., Пучков В. Н., Гердес А., Ровнушкин М. Ю. Краснотурьинское медно-скарновое рудное поле (Северный Урал): U–Pb возраст

рудоконтролирующих диоритов и их место в схеме металлогении региона // ДАН. 2014. Т. 456, № 4. С. 443–447.

- 16. Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л., Пучков В.Н., Гердес А., Ровнушкин М.Ю. Краснотурьинское медно-скарновое рудное поле (Северный Урал): U-Pb возраст рудоконтролирующих диоритов и их место в схеме металлогении региона // Докл. Акад. наук. 2014. Т. 456. № 4. С. 1-5.
- 17. Жданов А.В., Водолазская В.П., Ковригина Е.К. и др. Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). 2009. ОГФ ВСЕГЕИ.
- 18. Жухлистов А.П., Викентьев И.В., Русинова О.В. Электронографическое исследование иллитов 1М с переслаивающимися транс- и цис-вакантными 2:1 слоями // Кристаллография. 2012. Т. 57 (2). С. 319–324.
- 19. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983.
- 20. Интерпретация геохимических данных. Ред. Е.В. Скляров. М: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- 21. Килипко В.А., Криночкин Л.А. Комплект геохимической основы Госгеолкарты-1000/3 по листу О-41 (Екатеринбург). Москва: ИМГРЭ, 2017. Книга 2.
- 22. Колонин Г. Р., Пальянова Г. А., Широносова Г. П. Устойчивость и растворимость арсенопирита в гидротермальных растворах // Геохимия. 1988. № 6. С. 843–855.
- 23. Коржинский Д.С. Петрология Турьинскихскарновых месторождений меди // Труды Ин-та геол. наук. Сер.рудных месторождений. 1948. Вып. 10. 156 с.
- 24. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Богомолов Е.С., Ларионов А.Н., Бережная Н.Г. Ауэрбаховский гранитоидный массив: цирконы, возраст, полихронность // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 191-196.
- 25. Лисов Н.С., Глушков А.Н., Парфенов В.В. и др. Отчет Серовскойгеологосъемочной партии по групповому геологическому доизучению м-ба 1:50 000 Серовской площади в пределах листов О-41-1-А (в.п.), О-41-1-Б (з.п.), О-41-1-В, О-41-1-Г (з.п.), О-41-13-А, О-41-13-Б (с.з. четверть), О-41- 13-В, проведенному в 1974-1978 гг. 1978. ФБУ ТФГИ по Уральскому федеральному округу, № 35567. 788 с.
- 26. Лисов Н.С. Коровин Н.Ф. и др. Отчет о подготовке к изданию Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50 000 Тагильской серии листов О-41-1В, О-41-13-А, Б,В Среднеуральского отряда партии региональной геологии за 1982-1986 г. 1986. ФБУ ТФГИ по Уральскому федеральному округу, № 38880. 303 с.
- 27. Лисов Н.С., Коровин Н.Ф. Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Планшеты О-41- 13-А (ю.п.), О-41-13-В. Отчет Устейской поисково-съемочной партии за 1961 г. 1964. ФБУ ТФГИ по Уральскому федеральному округу, № 28612. 523 с.
- 28. Лисов Н.С., Коровин Н.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-41-І. Объяснительная записка. 1974.173с.
- 29. Лисов Н.С., Коровин Н.Ф. и др. Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000, планшеты: О-41-1-А (в.п.), О-41-1-Б (з.п.), О-41- 1-В (исключая с-з четв.), О-41-1-Г (з.п.), О-41-13-А (с.п.), О-41- 13-Б (с.-з. четв.). Отчет Устейскойгеологосъемочной партии за 1959-1960 гг. по геологической съемке в Краснотурьинском районе

Свердловской области. 1962. ФБУ ТФГИ по Уральскому федеральному округу, № 27354. 523 с.

- Лисов Н.С., Коровин Н.Ф. и др. Материалы к геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист О-41-I. Отчет Серовскогогеологосъемочного отряда по работам 1959-1960 и 1963-1965 гг. 1966. ФБУ ТФГИ по Уральскому федеральному округу, № 29815. 963 с.
- 31. Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. Ред.В.И. Смирнов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 239 с.
- 32. Минерагенический потенциал недр России. Уральская покровно-складчатая область / Отв. ред. Н.В. Межеловский, Г.С. Гусев. – М.: Геокарт–Геос, 2013 г. Том 1 – 484 с. Том 2 – 482 с.
- 33. Минина О. В. Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система на Среднем Урале // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 17–23.
- 34. Мурзин В.В., Викентьев И.В., Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Стрелецкая М.В., Блоков В.И., Викентьева О.В. Изотопный состав свинца даек и руд Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) // Литосфера. 2020. Т. 20. No 3. C. 386–396.
- 35. Мурзин В.В., Наумов Е.А., Ровнушкин М.Ю., Азовскова О.Б. <sup>40</sup>Аг/<sup>39</sup>Аг возраст золото-мышьяковых руд Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 3. С. 127–132
- 36. Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Ронкин Ю.Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы// Литосфера. 2010. № 6. С. 66-73.
- 37. Нечкин Г. С., Ровнушкин М. Ю. Сульфидная околодайковая минерализация на Воронцовском месторождении золота (Ауэрбаховский комплекс, Северный Урал) // Ежегодник-2010: Труды ИГГ УрО РАН. 2011. Вып. 158. С. 187–190.
- 38. Подлесский К.В. Скарны и околорудные метасоматиты железорудных месторождений Урала и Кавказа. М.: Наука, 1979
- 39. Ровнушкин М.Ю., Гуляева Т.Я., Галахова О.Л. Проявление калишпатового метасоматоза в пределах Воронцовского золоторудного месторождения // Ежегодник-2009: Труды ИГГ УрО РАН. 2010. Вып. 157. С. 241–244.
- 40. Ронкин Ю.Л., Петров Г.А., Лепихина О.П. ПрецезионноеSm-Nd изотопное датирование Ауэрбаховского габбро-гранитового комплекса (Северный Урал) // Изотопные системы и время геологических процессов: Мат-лы IV Рос.конф. по изотопной геохронологии. Т. II. СПб: ИП Каталкина, 2009. С. 122-124.
- 41. Сазонов В. Н., Мурзин В. В., Григорьев Н. А. Воронцовское золоторудное месторождение пример минерализации карлинского типа на Урале // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40, № 2. С. 157–170.
- 42. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А., Гладковский Б.А. Эндогенноеоруденение девонского андезитоидноговулкано-плутонического комплекса (Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 184с.
- 43. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А., Гладковский Б.А. Золотооруденение карлинского типа на Урале // Новые данные по золоторудным месторождениям Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990б. С. 26-49.

- 44. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
- 45. Таусон В.Л., Кравцова Р.Г. Оценка примеси золота в структуре пирита эпитермальных золото-серебряных месторождений (Северо-Восток России) // Записки ВМО. № 4. 2002. С.1-11.
- 46. Требования к производству и результатам многоцелевого геохимического картирования масштаба 1:1000 000/ А.А.Головин, Н.Н. Москаленко, А.И.Ачкасов и др. М.: ИМГРЭ, 2002, 71 с.
- 47. Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах Верхне-Колымского региона (к интерпретации генезиса сульфидных ассоциаций). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2007. 108с.
- 48. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: ИГГ Уро РАН, 2013. 355 с.
- 49. Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С. и др. Эвгеосинклинальные габброгранитоидные серии. М.: Наука, 1984.264 с.
- 50. Ферштатер Г.Б. Раннедевонский интрузивный магматизм Урала индикатор переломного этапа в палеозойской истории подвижного пояса // Литосфера. 2015. Т. 15. № 5). С. 5-29.
- 51. Холмогоров А. И., Яковлев Я. В., Жданов Ю. Я. Типохимизм арсенопиритов Восточной Якутии // Минералы эндогенных образований Якутии. Якутск: Наука, 1977. С. 67–77.
- 52. Черемисин А.А., Злотник-Хоткевич А.Г. Воронцовское золоторудное месторождение // Руды и металлы. 1997. №1. С. 59-70.
- 53. Шалагинов В.В. и др. Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе издание). 1998.
- 54. Язева Р.Г. Металлогения андезитоидных вулкано-плутонических комплексов Урала // Геология рудных месторождений. 1990. №3. С. 17-27.
- 55. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулкано-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 159 с.
- 56. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизионный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. №4. С. 56–65.
- 57. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. N 6. C. 32-44.
- 58. Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. Геодинамика и металлогения восточной палеоконтинентальной окраины и краевых вулкано-плутонических поясов Урала // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 43–45.
- 59. Abramova V., Blokov V., Spirina A., Borisova D., Palyanova G. Noble metal speciations in hydrothermal sulphides. Minerals. 2021, 11, 488. DOI: 10.3390/min11050488.
- 60. Almeida C.M., Olivo G.R., Chouinard A., Weakly Ch., Poirier G. Mineral Paragenesis, alteration, and geochemistry of the two types of gold ore and the host rocks from the Carlin-type deposits in the southern part of the Goldstrike Property, Northern Nevada: implications for sources of ore-forming elements, ore genesis, and mineral exploration // Economic Geology. 2010. Vol. 105, № 5. P. 971–1004.

- 61. Azovskova O.B., Rovnushkin M.Yu., Soroka E.I. Petrochemical features of the dike complex of the Vorontsovskoye gold-ore deposit (Northern Urals) // News of the Ural State Mining University. 2019. Issue 1(53), pp. 18-27.
- Azovskova O.B., Soroka E.I., Rovnushkin M.Yu., Soloshenko N.G. Sm-Ndisotopy of the dykes of the Vorontsovskoe gold-ore deposit (Northern Urals). Vestnik of Geosciences. 2020. V. 9(309). P. 3-6. DOI: 10.19110/geov.2020.9.1.
- 63. Barton P.B. Thermochemical study of the system Fe-As-S // Geochim. Cosmochim.Acta. 1969.Vol. 33. P. 841–857.
- Chakraborti N., Lynch D.C. Thermodynamics of roasting arsenopyrite // Metall. Trans. B. 1983. V. 14B. P. 239–251.
- 65. Cline J.S., Hofstra F.F. Ore-fluid evolution at the Getchell Carlin-type gold deposit, Nevada, USA // European Journal of Mineralogy. 2000. V. 12.№ 1. P. 195–212.
- 66. Cline J. S., Hofstra F. F., Muntean J. L. et al. Carlin-type gold deposits in Nevada: critical geologic characteristics and viable models // Economic Geology. 2005. 100th Anniversary Volume.№ 3. P. 451–484.
- 67. Cook N.J., Chryssoulis S.L. Concentrations of "invisible gold" in the common sulphides //Canad.Mineral. 1990. V. 28. P. 1-16.
- 68. Doe B.R., Zartman R.E. Plumbotectonics // Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Ed. H.L. Barnes. N.Y.:Wiley, 1979. P. 22-70.
- 69. Filimonova O.N., B.R. Tagirov, A.L.Trigub, M.S. Nickolsky, M. Rovezzi, E.V. Belogub, V.L. Reukova, Vikentyev I.V. The state of Au and Asinpyrite studied by X-ray absorption spectroscopy of natural minerals and synthetic phases // Ore Geology Reviews. 2020. V. 121. 103475.
- Fleet M.E., Mumin A.H. Gold-bearing arsenian pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis // Amer. Mineral.1997. V. 82. P. 182-193.
- Griffin W.L., Ashley P.M., Ryan C.G. et al. (1991) Pyrite geochemistry in the North Arm epitermal Ag-Au deposit, Queensland, Australia. A proton microprobe study //Canad. Mineral. V. 29, P. 185-198.
- 72. Liu J., Dai H., Zhai D., Wang J., Wang Y., Yang L., Mao G. et al. Geological and geochemical characteristics and formation mechanism of the Zhaishang Carlin-like type gold deposit, Western Qinling Mountains, China // Ore Geology Reviews. 2015. V. 64. P. 273–298.
- Mullen E.D. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for pedogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. P. 53–62.
- 74. Murzin V.V., Naumov E.A., Azovskova O.B., Varlamov D.A., Rovnushkin M.Yu., Pirajno F. The Vorontsovskoe Au-Hg-As ore deposit (Northern Urals, Russia): Geological setting, ore mineralogy, geochemistry, geochronology and genetic model // Ore Geology Reviews. 2017. V.85. P. 271-298.doi: 10.1016/j.oregeorev.2016.10.037.
- 75. Palenik C.S., SatoshI Utsunomiya, Reich M, Kesler S.E., Lumin W. and Ewing R.C. (2004) Invisible gold revealed: Direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit. Amer. Mineral., V. 89, P. 1359-1366.

- Reich M., Becker U. () First-principles calculations of the thermodynamic mixing properties of arsenic incorporation into pyrite and marcasite. Chemical Geology. 2006. V. 225, P. 278–290.
- 77. Ressel M. W., Henry C. D. Igneous geology of the Carlin Trend, Nevada: development of the eocene plutonic complex and significance for Carlin-type gold deposits // Economic Geology. 2006. Vol. 101, № 2. P. 347–383.
- Sack P.J., Large R.R., Gregory D.D. Geochemistry of shale and sedimentary pyrite as a proxy for gold fertility in the Selwyn basin area, Yukon // Miner. Deposita. 2018. P. 997-1018.
- 79. Stacey J.S., Kramers I.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model // Earth Planet. Sci. Lett., 26(2), 207-221.
- Su W., Zhang H., Hu R., Ge X., Xia B., Chen Y., Zhu C. Mineralogy and geochemistry of gold-bearing arsenian pyrite from the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China: implications for gold depositional processes // Miner. Deposita.2012. V. 47, P. 653–662.
- 81. Sun S.S. and McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes //Magmatism in the ocean basins, Ed. A.D Saunders., M.J. Norry, Geological Society of London, 1989, London, Special Publications.V. 42.P. 313–345.
- 82. Trigub A.L., Tagirov B.R., Kvashnina K.O., Chareev D.A., Nickolsky M.S., Shiryaev A.A., Baranova N.N., Kovalchuk E.V, Mokhov A.V. X-ray spectres copy study of the chemical state of "invisible" Au in synthetic minerals in the Fe-As-S system // Amer. Miner. 2017. V. 102. P. 1057–1065.
- 83. Vallance J., Balboa M., Berna B., Cabrera O., Baya C., Baby P., Pokrovski G.S. Links between organic matter and gold-bearing arsenian pyrite at Shahuindo (Cajamarca, Peru): an integrated analytical and modeling study. 2019. ProExplo Conference Paper.
- 84. Vikentyev I.V., Tyukova E.E., Vikent'eva O.V., Chugaev A.V., Dubinina E.O., Prokofiev V.Yu., Murzin V.V. Vorontsovka Carlin-style gold deposit in the North Urals: mineralogy, fluid inclusion and isotope data for genetic model // Chemical Geology. 2019. V. 508. P. 144-166.
- Vikentyev I., Vikent'eva O., Azovskova O.B., Blokov V.I., Rovnushkin M., Travin A., Murzin V. Dykes of the Vorontsovka gold deposit (Northern Urals) // Minerals. 2022 (in press).
- 86. Wang L., Zhu Y. Multi-stage pyrite and hydrothermal mineral assemblage of the Hatugold district (West Junggar, Xinjiang, NW China): Implications for metallogenic evolution // Ore Geology Reviews. 2015. V. 69. P. 243–267. https://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.02.021
- 87. Wood D.A. The Application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50 (1). P. 11-30.
- Zhu J.-J., Hu R.-Zh., Richards J. P., Bi X.-W., Stern R., Lu G. No genetic link between Late Cretaceous felsic dikes and Carlin-type Au deposits in the Youjiang basin, Southwest China // Ore Geology Reviews. 2017. V. 84. P. 328–337. https://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.014



Геологическая карта и стратиграфическая колонка доплиоценовых образований листа О-41-1 (Серовская площадь) м-ба 1:200000. Составил Глушков А.Н. (2014) по материалам Н.С Лисова, Н.Ф. Коровина (1970).

## СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА Западно-Сибирская мегаобласть. Приуральская СФЗ

Система	Отдел	Apyc	Подъярус	Горизонт	Индекс	Колонка	Мощность, м	Характеристика подразделений
HEOI	Е-миоце	тортон- скяй скяй			N <sub>1</sub> sv		5-15	Светлинская свита. Глины красноцветные с железистым бобовником, галечники с обломками палеозойских пород (5-15м)
		БАРТОН- СКИЙ			₽₂ćg		10-15	Чеганская свита. Глины зеленовато-серье бейделлито- гипроследнетие, прослон деков (10-15м)
	301[EH	IPCKHR ZIOTET- IIPHA- ICKHR CKHR CKHR			Pair		85-180	Ирбитская свита. Глины диатомитовые, диатомиты (85-180м).
OFEHOBAM		TAHETCKHŘ			P <sub>1-2</sub> sr		15-45	Серовская свита. Опоки, диатомиты, песчаники, гравелиты (15-45м).
IIAJIE	палеоцен	SEJAHJICKHR			P1#2		20-60	Верхнеталицкая (ивдельская) подевита. Глины и аргиллиты, алевролиты, пески, гравелиты (20-60м).
		датский			P1#1		20-130	Нижнеталицкая (марсятская) подевита. Аргиллиты бейделлитовые, алевриты, пески, гравелиты, конгло- мераты, марганцевые руды (20-130м).
		миский маастри. хтохий			K₂gn		10-50	Ганькинская свита. Песчаники, алевролиты, гравелиты, аргиллиты монтмориллонито- бейделитовые (10-50м).
OBAA	ВЕРХНЯЯ	CAHTOH- KAMII CKBB			K <sub>2</sub> zk		10-40	Зайковская свита. Аргиллиты, алевролиты, кварцевые песчаники, пески и опоки (10-60м)
MEJ		KOHLS- KCKHĤ			K <sub>2</sub> km		25-110	камышловская синта. Пески и алевриты глауконито-кварцевые, песчаники, алевролиты, гравелиты и контломераты, стяжения фосфорита (25-110м).
		сеноманский			K <sub>e</sub> ms		5-40	Мысовская свита. Глины каолинитовые, пески, алевриты кварцевые, бобово- конгломератовые железные руды (5-40м).
	вкнжин	ATTCKHR AJIASCKHR			K <sub>1</sub> sn		7-40	Синарская свита. Глины каолинитовые, алевриты, пески и песчаники кварцевые (7-40 м)
РСКАЯ	CPEZUBIŔ BEPXHHŘ	THTOHCOU SUBSEPUT SCORE SCORE SCORE SCORE SCORE SCORE SATC			Jin		20-60	Лангурская свита. Глины каолиновые, алевриты, пески и галечники кварцевые, прослои бурых углей (20-60м).
INIACOBASI IO	BEPXHMR	ГЕТТАН- ГСКИЙ РЕТ- СКИЙ			T <sub>2</sub> -J <sub>1</sub> vs-m		600- 900	Веселовская, богословская, волчанская и маловолчанская свиты объеденённые. Полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами бурых углей, глины с линзами бокситов и аллитов (600-900м).
	BEPXING	COOR OF ARCORD		ский ский	D <sub>2-3</sub> lm		1300	Лимкинская свита. Известняки, полимиктовые песчаники, туффиты, прослои конгломератов, сланцы глинисто-кремнистые, углисто-кремнистые (1300м)
	CPE_IHMB	JIACKHR 3018ET		высо- тинс- кий	D <sub>2</sub> vs		100- 500	Высотинская свита. Известняки, известково-глинистые сланцы, елиничные линзы сиаллитов (100-500м).
	_	.Johke		ТАЛЬ- ТИЙ-	D <sub>1-2</sub> #		500	Тальтийская свита. Известняки, андезиты, реже андезибазальты и андезилациты, их тубы (500м)
ICKAA		MCKRR		CANA	D <sub>1</sub> vg		450	Вагранская свита. Известняки, туфоконгломераты, вулканомиктовые конгломераты, песчаники (450 м)
девон	RECORD	лох- ков- сконя		ТАЛЬТИ- ЙСОВЙ КАРПИ- НСКИЙ ТОШИМСКИ ВИСКАЙС САУМСКИ ТОШЕМ- СКИЙ ВИСКАЙ- СКИЙ	D <sub>1</sub> kt		1350	Краснотурьинская свита. Известняки, базальты, андезибазальты, андезиты, андезидациты, их туфы, туффиты, туфоконгломераты, песчаники, туфопесчаники (1350м).
CMJIVPNŘCKAS	IPRU(016CKH)	- Avanceout		g sosposcenii	S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub> tr		1000– 1500	Туринская свита. Известняки, базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, их туфы, туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники (1000-1500м).
OP.JOBHK-	BEHJIOS CKHR JITALUK BEPHRC KHR	гомпекай вийнээдсэй ээрэнхий гудогоой ХИР- НАНТ- СКИЙ		северо- инский уральский	O3-S1kr		600- 1100	Красноуральская свита. Долериты, базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риолиты, редко их туфы и гиалокластиты (600-1100м).

Б

## Приложение 2

А. Химический состав петрохимических разновидностей пород даек Воронцовского месторождения (мас.%).

№п/п	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	P2O5	Sобщ	FeO	Σ	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / MgO	TiO <sub>2</sub> / Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mn× 10	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> × 10	Th	Nb/16	Hf/3	FeO(T)
D1	0,43	3,76	18,83	51,15	3,97	11,45	0,56	0,24	0,17	0,18	9,26	100,0	4,40	0,11	2,46	0,06	2,42	1,66	1,50	0,04	0,29	15,61
D2	3,14	4,97	16,36	52,23	1,28	12,81	0,73	0,15	0,25	0,86	7,22	100,0	4,42	2,45	1,45	0,10	1,52	2,54	2,29	0,07	0,37	13,61
D3	2,05	3,77	17,72	54,31	2,26	9,55	0,50	0,41	0,12	0,24	9,07	100,0	4,31	0,91	2,41	0,06	4,12	1,17	1,01	0,08	0,38	17,05
D4	1,36	4,74	17,95	47,23	2,23	18,29	0,76	0,53	0,30	0,39	6,22	100,0	3,59	0,61	1,31	0,12	5,29	3,04	2,15	0,03	0,23	11,47
D5	3,47	5,72	16,72	52,07	0,89	9,56	0,77	0,19	0,21	0,83	9,56	100,0	4,36	3,92	1,67	0,08	1,90	2,14	2,01	0,06	0,32	17,89
D6	1,80	4,73	15,70	48,26	1,09	18,26	0,74	0,20	0,23	1,03	7,94	100,0	2,89	1,65	1,68	0,09	2,01	2,33	1,94	0,08	0,36	14,29
D7	3,05	10,38	15,18	47,86	0,60	9,53	0,53	0,25	0,14	0,07	12,41	100,0	3,65	5,07	1,20	0,04	2,52	1,45	1,20	0,05	0,30	22,28
D8	1,98	7,32	17,64	53,41	1,71	5,10	1,12	0,14	0,17	0,04	11,36	100,0	3,69	1,16	1,55	0,10	1,42	1,68	0,97	0,04	0,29	20,30
D9	1,06	5,48	17,22	45,35	2,47	6,17	0,55	0,65	0,13	0,38	20,54	100,0	3,53	0,43	3,75	0,03	6,51	1,34	2,68	0,07	0,44	36,87
D10	0,30	7,56	15,20	51,44	0,64	13,93	0,76	0,25	0,21	0,67	9,03	100,0	0,95	0,47	1,19	0,08	2,54	2,10	1,94	0,08	0,51	15,48
D11	3,30	4,58	16,76	49,37	1,30	15,52	0,82	0,22	0,24	1,75	6,13	100,0	4,61	2,54	1,34	0,13	2,20	2,41	1,97	0,06	0,36	11,20
D12	3,38	4,08	15,53	49,21	1,06	17,79	0,79	0,27	0,23	0,08	7,59	100,0	4,44	3,18	1,86	0,10	2,66	2,27	2,01	0,04	0,30	14,02
D13	0,24	10,01	15,26	49,20	0,95	13,68	0,59	0,20	0,17	0,87	8,82	100,0	1,20	0,26	0,88	0,07	2,02	1,71	2,31	0,03	0,23	14,44
D14	2,97	4,84	15,65	50,61	1,21	13,48	0,61	0,29	0,19	1,62	8,51	100,0	4,19	2,45	1,76	0,07	2,89	1,93	1,52	0,19	0,64	15,86
D15	2,01	5,50	17,96	50,88	1,89	9,78	0,75	0,26	0,23	1,35	9,40	100,0	3,90	1,06	1,71	0,08	2,56	2,25	1,93	0,10	0,48	16,69
D16	2,41	6,42	15,33	48,15	0,85	14,39	0,90	0,25	0,19	0,04	11,08	100,0	3,26	2,83	1,73	0,08	2,50	1,92	1,34	0,08	0,55	20,79
D17	1,15	12,06	14,19	50,22	0,94	10,48	0,62	0,19	0,10	0,02	10,04	100,0	2,10	1,22	0,83	0,06	1,89	0,99	0,54	0,06	0,43	18,27
D18	2,34	5,97	19,20	49,04	0,61	10,20	0,82	0,23	0,12	0,04	11,43	100,0	2,94	3,86	1,91	0,07	2,33	1,19	1,06	0,09	0,46	21,11
D19	2,54	7,40	14,75	52,60	1,66	8,75	0,79	0,23	0,22	0,69	10,37	100,0	4,20	1,53	1,40	0,08	2,26	2,20	2,53	0,03	0,29	18,85
D20	0,58	6,25	17,80	50,09	2,62	7,57	0,80	0,38	0,23	0,38	13,31	100,0	3,20	0,22	2,13	0,06	3,76	2,26	2,16	0,07	0,38	23,56
D21	2,53	5,63	19,22	51,11	1,27	7,04	0,85	0,41	0,24	0,21	11,51	100,0	3,80	1,99	2,05	0,07	4,06	2,39	2,58	0,14	0,62	21,22
D22	2,70	7,81	18,37	53,51	1,71	5,28	0,73	0,16	0,20	0,15	9,38	100,0	4,41	1,58	1,20	0,08	1,59	1,96	2,44	0,09	0,52	17,23
D23	0,96	11,70	13,23	50,90	0,88	10,92	0,54	0,23	0,08	0,07	10,47	100,0	1,85	1,09	0,89	0,05	2,31	0,80	0,59	0,07	0,43	18,25
D24	3,04	5,96	17,44	53,12	1,21	8,07	0,77	0,32	0,22	0,29	9,57	100,0	4,24	2,52	1,61	0,08	3,24	2,17	2,46	0,08	0,52	17,62
D25	2,73	6,84	19,06	53,03	1,55	6,85	0,76	0,27	0,21	0,19	8,52	100,0	4,28	1,77	1,25	0,09	2,69	2,08	2,11	0,06	0,37	15,53
D26	2,47	7,27	17,68	55,29	1,00	8,47	0,81	0,14	0,26	2,31	4,28	100,0	3,47	2,47	0,59	0,19	1,43	2,64	2,55	0,09	0,51	7,79
D27	3,27	8,14	18,20	51,89	0,91	7,24	0,83	0,22	0,17	1,99	7,15	100,0	4,17	3,60	0,88	0,12	2,21	1,66	1,36	0,09	0,51	12,92

D28	3,52	6,89	18,20	57,57	0,62	6,31	1,12	0,18	0,14	0,02	5,43	100,0	4,14	5,65	0,79	0,21	1,81	1,36	1,25	0,40	0,89	9,59
D29	2,68	5,41	17,42	59,16	2,10	7,47	0,69	0,15	0,23	0,02	4,66	100,0	4,78	1,27	0,86	0,15	1,52	2,28	3,01	0,13	0,65	8,59
D30	3,13	6,89	17,34	56,25	1,02	8,72	0,69	0,36	0,17	0,02	5,41	100,0	4,15	3,07	0,78	0,13	3,63	1,70	2,58	0,22	1,23	9,54
D31	2,92	3,07	19,86	57,54	1,64	10,09	0,71	0,17	0,17	0,08	3,75	100,0	4,56	1,78	1,22	0,19	1,72	1,72	2,27	0,25	0,69	6,98
D32	3,26	4,55	19,82	54,30	1,47	10,87	0,58	0,21	0,20	1,16	3,58	100,0	4,73	2,23	0,79	0,16	2,14	2,03	2,38	0,08	0,59	6,70
D33	4,07	3,94	19,38	54,20	1,32	10,29	0,67	0,26	0,22	0,48	5,16	100,0	5,39	3,10	1,31	0,13	2,63	2,21	2,28	0,14	0,79	9,81
D34	3,10	4,23	20,32	53,40	2,42	11,44	0,72	0,39	0,28	0,37	3,33	100,0	5,52	1,28	0,79	0,22	3,89	2,81	2,41	0,16	0,78	6,17
D35	1,18	5,07	22,59	44,94	2,17	17,69	0,72	1,12	0,25	0,87	3,41	100,0	3,35	0,54	0,67	0,21	11,15	2,53	1,61	0,09	0,58	6,48
D36	2,50	6,94	17,89	57,87	1,47	8,65	0,64	0,15	0,14	0,02	3,72	100,0	3,98	1,70	0,54	0,17	1,54	1,43	1,74	0,06	0,49	6,77
D37	3,53	3,71	20,42	55,43	1,06	8,78	0,69	0,16	0,27	0,02	5,93	100,0	4,59	3,32	1,60	0,12	1,63	2,71	2,29	0,07	0,42	10,93
D38	2,01	12,07	17,43	50,54	0,44	10,78	0,64	0,21	0,07	0,02	5,80	100,0	2,45	4,62	0,48	0,11	2,13	0,67	0,46	0,08	0,55	10,37
D39	2,70	9,89	16,12	53,10	0,17	10,13	0,77	0,13	0,17	0,02	6,79	100,0	2,88	15,75	0,69	0,11	1,29	1,72	2,35	0,05	0,41	12,65
D40	3,30	5,02	17,15	53,22	0,75	12,80	1,02	0,19	0,16	0,02	6,36	100,0	4,06	4,40	1,27	0,16	1,90	1,57	0,77	0,16	0,97	11,36
D41	3,35	4,86	16,70	60,24	1,09	8,52	0,65	0,17	0,20	0,06	4,17	100,0	4,44	3,06	0,86	0,16	1,66	1,99	3,34	0,05	0,33	7,54
D42	2,76	7,95	16,95	54,33	2,45	8,29	0,90	0,10	0,43	0,02	5,83	100,0	5,21	1,13	0,73	0,15	0,96	4,28	5,77	0,08	0,38	10,91
D43	2,51	3,69	19,85	55,25	0,87	10,57	0,49	0,19	0,17	0,02	6,39	100,0	3,38	2,88	1,73	0,08	1,85	1,75	2,05	0,08	0,40	11,72
D44	2,31	7,51	18,58	51,01	0,74	10,08	0,77	0,22	0,11	0,03	8,63	100,0	3,05	3,10	1,15	0,09	2,19	1,09	0,84	0,09	0,47	15,79
D45	3,89	4,53	17,90	57,12	3,04	6,22	0,52	0,02	0,18	0,01	6,58	100,0	6,93	1,28	1,45	0,08	0,23	1,75	2,55	0,08	0,55	12,51
D46	2,98	4,39	17,42	58,96	4,29	5,28	0,47	0,02	0,19	0,01	5,99	100,0	7,28	0,69	1,37	0,08	0,17	1,94	3,82	0,07	0,51	11,64
D47	4,02	4,46	19,04	57,26	3,09	6,30	0,45	0,03	0,17	0,01	5,18	100,0	7,11	1,30	1,16	0,09	0,27	1,69	4,56	0,06	0,54	10,05
D48	0,94	8,34	15,34	53,67	2,58	10,33	1,03	0,04	0,27	0,03	7,44	100,0	3,52	0,36	0,89	0,14	0,42	2,65	1,85	0,14	2,17	12,69
D49	2,46	11,12	13,35	50,44	1,30	11,70	0,95	0,06	0,30	0,04	8,28	100,0	3,76	1,89	0,74	0,11	0,57	2,99	1,66	0,05	0,34	14,16
D50	2,97	4,39	19,74	51,69	0,53	15,73	0,61	0,05	0,26	0,03	4,00	100,0	3,50	5,65	0,91	0,15	0,48	2,61	2,54	0,05	0,32	7,81
D51	2,79	4,42	21,11	52,20	3,64	8,59	0,56	0,03	0,15	0,10	6,41	100,0	6,43	0,77	1,45	0,09	0,31	1,51	2,59	0,04	0,22	12,41
D52	2,56	6,77	16,65	49,71	0,51	14,38	0,63	0,06	0,20	1,20	7,35	100,0	3,06	5,05	1,09	0,09	0,58	1,95	2,92	0,06	0,28	13,80
D53	3,16	3,45	19,41	54,35	2,29	9,94	0,68	0,04	0,20	0,02	6,46	100,0	5,46	1,38	1,87	0,10	0,41	1,98	3,19	0,09	0,55	12,65
D54	2,52	8,75	12,68	55,16	5,25	7,03	1,25	0,13	0,88	0,17	6,19	100,0	7,77	0,48	0,71	0,20	1,26	8,82	6,02	0,07	0,47	11,79
D55	3,37	5,99	16,30	50,61	1,65	7,78	0,61	0,15	0,16	1,47	11,90	100,0	5,02	2,04	1,99	0,05	1,50	1,58	2,70	0,09	0,66	22,59
D56	3,02	3,22	18,96	55,07	2,25	9,73	0,67	0,23	0,18	0,16	6,51	100,0	5,26	1,34	2,02	0,10	2,26	1,84	4,50	0,10	0,72	12,73
D57	2,62	5,05	21,92	43,90	3,34	10,15	0,80	0,48	0,24	2,36	9,14	100,0	5,96	0,79	1,81	0,09	4,77	2,36	5,17	0,08	0,56	17,06
D58	2,69	6,65	15,83	51,94	1,60	8,68	0,59	0,14	0,16	2,50	9,21	100,0	4,30	1,68	1,38	0,06	1,41	1,58	1,86	0,15	1,08	17,44

Б. Химический состав пород даек Воронцовского месторождения (ppm).

№п/п	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Та	La	Ce	Pb	Pr	Sr	Nd	Zr	Hf	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
D1	2,2	52,9	442,3	1,5	0,8	0,6	0,1	5,4	11,2	10,1	1,5	91,1	6,7	26,4	0,9	1,7	0,7	1,9	0,3	2,3	13,0	0,5	1,4	0,3	1,5	0,3
D2	0,6	24,8	365,8	2,3	1,1	1,4	0,1	6,9	15,8	13,2	2,3	536,1	10,8	41,5	1,4	3,1	1,0	3,2	0,6	3,4	19,8	0,8	2,2	0,4	2,3	0,4
D3	0,9	33,1	728,2	1,0	0,5	0,5	0,1	5,0	10,5	8,1	1,4	407,0	6,4	25,7	0,9	1,8	0,7	2,0	0,3	2,1	12,4	0,5	1,4	0,2	1,5	0,2
D4	2,4	26,1	786,0	2,1	1,1	1,1	0,1	7,4	15,3	49,3	2,1	377,9	8,6	33,0	1,1	2,2	0,9	2,3	0,4	2,8	16,9	0,7	2,0	0,3	1,9	0,3
D5	0,7	10,6	3000	2,0	0,9	1,1	0,1	7,6	16,8	12,7	2,3	451,6	10,4	35,2	1,1	2,5	1,2	2,8	0,5	3,2	18,3	0,7	2,1	0,3	2,0	0,3
D6	1,5	12,7	517,8	1,9	1,1	1,3	0,1	9,4	19,3	12,8	2,6	451,4	11,4	35,0	1,1	2,9	0,9	3,2	0,5	3,3	19,3	0,7	2,2	0,3	2,0	0,3
D7	0,5	8,0	81,5	1,2	0,7	0,5	0,0	4,0	8,3	6,3	1,2	139,8	5,0	21,1	0,7	1,4	0,4	1,5	0,2	1,6	9,0	0,4	1,1	0,2	1,2	0,2
D8	1,3	22,0	186,6	1,0	0,6	2,3	0,1	6,2	15,1	6,7	2,1	102,5	9,9	70,1	1,9	2,7	0,7	2,9	0,5	3,1	17,7	0,8	2,1	0,3	2,4	0,4
D9	2,0	51,0	101,8	2,7	1,2	0,7	0,0	9,0	17,9	68,0	2,1	40,6	8,9	36,0	1,0	2,0	0,5	1,7	0,3	1,9	10,9	0,4	1,3	0,2	1,4	0,2
D10	1,3	8,1	123,5	1,9	1,2	0,8	0,0	4,7	9,8	23,7	1,3	102,0	5,9	32,5	1,0	1,5	0,5	1,7	0,3	1,8	10,0	0,4	1,2	0,2	1,3	0,2
D11	0,9	14,6	554,5	2,0	1,0	1,3	0,1	7,5	16,0	10,6	2,2	398,2	9,9	38,0	1,1	2,7	0,8	2,8	0,5	3,3	19,2	0,7	2,1	0,3	2,2	0,3
D12	0,6	11,5	738,4	2,0	0,9	1,3	0,1	8,7	18,0	69,0	2,4	417,2	10,8	35,7	1,2	2,7	0,9	3,1	0,5	3,4	20,4	0,8	2,3	0,3	2,2	0,4
D13	1,6	12,9	157,7	2,3	1,3	0,8	0,0	9,0	17,6	15,1	2,2	104,8	9,0	27,8	0,9	2,0	0,8	2,2	0,4	2,1	12,3	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2
D14	1,5	16,0	3011	1,5	0,9	1,0	0,0	6,9	14,8	19,6	2,0	495,5	8,4	30,6	1,0	2,0	1,0	2,3	0,4	2,4	15,1	0,6	1,7	0,3	1,6	0,3
D15	1,4	23,4	555,4	1,9	0,9	1,2	0,1	8,1	17,1	41,2	2,4	211,9	10,4	36,6	1,1	2,8	0,9	2,9	0,5	3,2	17,7	0,7	2,0	0,3	1,9	0,3
D16	1,2	14,3	449,0	1,3	0,7	0,8	0,0	5,4	12,1	9,3	1,8	399,4	7,9	26,4	0,9	2,1	0,8	2,6	0,5	2,8	16,2	0,6	1,8	0,3	1,7	0,3
D17	0,7	12,5	208,9	0,5	0,3	0,7	0,0	2,7	6,1	6,0	0,9	173,1	4,5	23,6	0,6	1,2	0,5	1,8	0,3	2,1	12,3	0,5	1,4	0,2	1,4	0,2
D18	0,7	9,1	284,3	1,1	0,6	0,7	0,0	3,9	8,8	9,8	1,3	379,5	5,9	27,5	0,9	1,6	0,6	2,1	0,4	2,4	13,5	0,5	1,6	0,2	1,5	0,2
D19	1,2	18,1	937,3	2,5	1,3	1,4	0,1	8,8	17,4	12,3	2,2	271,0	9,6	51,8	1,5	2,4	0,8	2,7	0,5	2,9	16,5	0,6	1,9	0,3	1,9	0,3
D20	2,5	35,4	429,5	2,2	1,5	1,1	0,1	7,5	15,4	40,3	2,0	79,2	8,7	42,9	1,3	2,1	0,6	2,4	0,4	2,7	15,3	0,6	1,8	0,3	1,9	0,3
D21	0,9	18,6	326,5	2,6	1,3	1,2	0,1	7,1	14,8	46,6	1,9	289,4	8,4	50,2	1,5	2,1	0,6	2,4	0,4	2,5	15,0	0,6	1,8	0,3	1,7	0,3
D22	1,7	23,7	349,7	2,4	1,2	1,1	0,1	8,0	16,3	10,6	2,0	185,4	8,9	43,0	1,3	2,1	0,7	2,2	0,4	2,3	13,6	0,5	1,6	0,2	1,6	0,3
D23	2,2	13,6	341,0	0,6	0,4	1,0	0,1	3,0	6,9	8,3	1,0	173,6	4,5	26,9	0,8	1,4	0,5	1,8	0,3	2,1	11,7	0,4	1,4	0,2	1,3	0,2
D24	1,3	18,2	353,9	2,5	1,3	1,3	0,1	8,4	17,3	34,9	2,3	330,6	9,6	50,6	1,6	2,4	0,7	2,5	0,4	2,8	16,0	0,6	1,9	0,3	1,9	0,3
D25	1,4	22,1	251,9	2,1	1,0	1,0	0,1	5,4	11,1	83,1	1,5	198,3	6,4	36,4	1,1	1,4	0,4	1,8	0,3	1,9	11,1	0,5	1,3	0,2	1,4	0,2
D26	0,5	19,0	489,6	2,6	1,3	2,3	0,2	8,2	21,0	32,0	2,8	433,0	12,7	93,8	2,4	3,3	0,9	3,7	0,6	4,3	29,5	0,9	2,9	0,4	2,9	0,4
D27	0,5	15,2	385,3	1,4	0,6	0,9	0,1	4,5	10,0	11,8	1,5	364,6	7,1	29,5	1,1	2,0	0,7	2,4	0,4	2,9	15,4	0,6	1,9	0,3	1,9	0,3
D28	0,7	10,0	195,5	1,3	0,4	2,6	0,2	7,6	19,3	3,7	2,5	311,2	11,4	99,3	2,3	3,0	1,0	3,6	0,6	4,1	28,1	0,9	2,9	0,4	2,9	0,5
D29	0,5	31,6	826,7	3,0	1,3	1,5	0,2	8,7	17,9	5,4	2,4	347,8	10,2	70,3	2,0	2,5	0,8	2,8	0,5	3,1	17,5	0,7	2,1	0,3	2,1	0,3
D30	0,4	15,8	356,2	2,6	1,1	1,4	0,1	9,6	20,2	4,6	2,5	332,5	10,4	67,6	1,7	2,5	0,8	2,8	0,4	3,1	17,3	0,7	2,0	0,3	2,0	0,3
D31	0,6	28,4	714,4	2,3	1,0	1,0	0,1	7,3	14,5	7,0	1,9	534,0	8,2	45,0	1,5	2,0	0,7	2,3	0,4	2,5	14,1	0,6	1,7	0,3	1,7	0,3
D32	0,8	20,6	958,1	2,4	1,0	1,4	0,1	6,5	14,7	19,1	2,1	449,1	9,3	46,1	1,5	2,4	1,0	2,8	0,5	3,2	18,4	0,7	2,3	0,3	2,3	0,4

D33	0,5	18,4	669,2	2,3	1,1	1,4	0,1	6,6	14,9	14,8	2,1	523,3 9,6 4	47,0	1,5	2,5	1,0	2,9	0,5	3,3	18,8	0,7	2,3	0,3	2,3	0,4
D34	0,8	41,6	1035	2,4	1,1	1,4	0,1	7,4	15,8	12,3	2,1	508,1 9,4 5	59,0	1,7	2,3	0,9	2,6	0,4	2,9	16,5	0,6	2,0	0,3	2,0	0,3
D35	0,5	20,4	215,3	1,6	0,7	1,5	0,1	5,8	12,6	12,0	1,8	356,1 8,2	0,0	1,4	2,2	0,7	2,5	0,4	3,0	0,1	0,7	2,0	0,3	2,0	0,3
D36	0,6	25,2	398,4	1,7	0,8	1,1	2,1	5,3	11,0	2,5	1,5	395,1 6,5 3	38,5	1,3	1,7	0,6	1,9	0,3	2,2	12,6	0,5	1,5	0,2	1,6	0,3
D37	0,3	17,3	473,0	2,3	1,1	1,3	0,1	7,7	16,3	4,1	2,2	521,5 9,4 5	51,8	1,6	2,3	0,8	2,6	0,4	2,8	15,8	0,6	1,9	0,3	1,9	0,3
D38	0,5	6,0	172,2	0,5	0,2	0,7	0,1	2,4	5,8	2,4	0,9	222,8 4,4 2	28,2	),9	1,4	0,5	1,7	0,3	2,2	12,8	0,5	1,5	0,2	1,6	0,2
D39	0,2	2,6	115,7	2,3	0,8	6,4	0,5	16,8	35,9	12,5	4,3	975,7 17,2 10	08,3	2,7	3,4	1,2	3,3	0,5	3,1	16,2	0,6	1,9	0,3	1,8	0,3
D40	0,4	11,4	149,7	0,8	0,4	2,1	0,2	4,7	11,1	2,5	1,7	299,8 7,8 7	74,1	1,9	2,2	0,8	2,7	0,5	3,3	19,1	0,7	2,3	0,3	2,3	0,4
D41	0,1	17,9	554,3	3,3	1,5	1,6	0,1	9,3	19,4	18,1	2,5	461,6 10,4 7	77,8	2,2	2,5	0,8	2,7	0,4	3,0	17,2	0,7	2,1	0,3	2,2	0,3
D42	0,2	37,0	683,4	5,8	1,7	3,5	0,3	32,6	69,8	13,9	9,2	1090,3 36,3 14	40,1	3,7	6,1	1,9	4,4	0,5	2,7	12,7	0,5	1,4	0,2	1,4	0,2
D43	0,4	112,6	393,9	2,1	0,8	0,9	0,1	13,9	24,9	4,4	3,2	604,6 12,9 3	37,5	1,2	2,8	1,0	3,0	0,5	3,1	24,1	0,7	2,2	0,3	2,2	0,4
D44	0,3	8,9	207,1	0,8	0,4	0,4	0,0	3,4	7,4	2,1	1,1	713,3 5,1 1	18,0	),7	1,5	0,6	1,7	0,3	2,0	10,7	0,4	1,4	0,2	1,3	0,2
D45	0,4	42,6	1167	2,5	1,0	1,1	0,0	4,6	9,5	7,0	1,3	321,7 6,0 4	48,6	1,5	1,4	0,4	1,5	0,3	1,8	10,2	0,4	1,4	0,2	1,6	0,3
D46	0,5	65,9	1765	3,8	1,5	1,3	0,0	8,3	16,4	10,3	2,1	514,3 9,1 5	52,7	1,7	2,1	0,7	2,1	0,4	2,6	14,6	0,6	1,9	0,3	1,9	0,3
D47	0,3	40,2	1228	4,6	1,3	0,9	0,0	20,6	38,9	10,7	4,7	484,4 19,1 4	49,4	1,6	4,0	1,1	3,3	0,4	2,8	14,3	0,6	1,7	0,3	1,8	0,3
D48	3,5	19,9	297,0	1,9	0,7	4,1	0,2	17,4	40,9	12,8	5,6	210,9 22,9	0,0	2,1	4,0	1,1	2,7	0,4	2,2	0,1	0,5	1,3	0,2	1,1	0,2
D49	2,6	10,9	262,9	1,7	0,6	3,0	0,0	19,6	41,6	14,9	5,4	358,2 22,3	0,0	1,9	3,8	1,1	2,6	0,4	2,2	0,1	0,4	1,3	0,2	1,2	0,2
D50	0,4	10,9	268,1	2,5	1,2	1,6	0,0	9,9	20,8	13,7	2,9	543,6 13,7 4	41,8	1,4	3,6	1,1	3,8	0,6	4,0	20,0	0,9	2,7	0,4	2,6	0,4
D51	1,1	56,3	1961	2,6	1,2	1,1	0,0	8,2	16,6	16,0	2,2	570,6 10,0 4	42,1	1,4	2,5	0,6	2,4	0,4	2,6	13,5	0,6	1,8	0,3	1,8	0,3
D52	0,7	5,8	350,9	2,9	1,3	1,2	0,0	7,7	14,8	8,5	2,0	353,1 9,1 4	49,1	1,7	2,3	0,7	2,5	0,4	2,9	15,4	0,6	2,0	0,3	2,0	0,3
D53	0,9	40,4	1161	3,2	1,5	1,3	0,0	9,4	18,8	9,8	2,5	610,6 11,3 5	51,1	1,8	3,0	0,9	3,1	0,5	3,4	17,6	0,8	2,4	0,3	2,4	0,4
D54	4,9	176,6	1938	6,0	3,1	2,2	0,1	31,1	56,6	33,2	6,1	560,0 22,3 3	31,3	5,5	3,0	1,2	1,4	0,1	0,7	2,7	0,1	0,3	0,0	0,3	0,0
D55	0,4	25,5	913,3	2,7	1,2	1,2	0,1	7,3	15,3	10,7	2,1	574,4 9,1 4	49,7	1,6	2,3	0,9	2,5	0,4	2,7	15,4	0,6	1,9	0,3	1,9	0,3
D56	1,2	80,7	1699	4,5	2,0	2,6	0,2	12,7	25,8	14,6	3,4	1060,8 14,8 1	04,5	2,9	3,7	1,3	4,2	0,7	4,6	26,9	1,0	3,2	0,5	3,3	0,5
D57	2,3	176,7	1284	5,2	2,3	2,4	0,2	15,3	35,6	113,0	4,7	475,6 20,0 1	19,0	3,3	4,9	2,1	5,4	0,9	6,0	39,5	1,3	4,1	0,6	4,2	0,7
D58	0,4	25,3	334,5	1,9	0,9	1,0	0,1	5,7	11,9	2,5	1,6	418,0 7,1 4	40,9	1,3	1,8	0,6	2,0	0,3	2,3	13,3	0,5	1,6	0,2	1,6	0,3

## Приложение 3

№ п/п	Проба	№ проб	Х	Y	Z	от/м	до/м	Интервал/м	Au	Ag
1	CB_2_1	2810506	58292.11	36310.03	29.783	5	6	1	3,4	60,1
2	CB_2_2	2810806	58291.33	36300.01	30.144	5	6	1	3,8	1,5
3	CB_2_3	2811007	58117.39	36235.83	33.596	6	7	1	3,2	1,5
4	CB_2_4	2885020	58163.15	36112.87	10.792	19	20	1	2,4	23,7
5	CB_2_5	2885022	58163.15	36112.87	8.792	21	22	1	3,6	28,3
6	CB_2_6	2894905	58151.85	36272.25	25.336	4	5	1	9	10,9
7	CB_2_7	2897309	58184.12	36062	22.454	8	9	1	2,6	2,5
8	CB_2_8	2903304	58151.13	36278.96	26.359	3	4	1	5	8,1
9	CB_2_9	2903703	58209.49	36284.9	27.464	2	3	1	2,3	14,2
10	CB_2_10	2957202	58280.81	36299.99	18.365	1	2	1	4,4	2,5
11	CB_2_11	2957804	58283.04	36310.05	16.354	3	4	1	3,2	2,5
12	CB_2_12	2957914	58273.39	36320.14	6.608	13	14	1	2,1	2,5
13	CB_1_1	2802105	58139.96	36265.93	35.202	4	5	1	8,6	1,5
14	CB_1_2	2883901	58211.51	36125.08	29.722	0	1	1	2,1	2,5
15	CB_1_3	2886305	58222.12	36222.41	26.093	4	5	1	23,6	2,5

А. Образцы силикатных руд, отобранных из проб шлама буровзрывных скважин, содержания металлов определены пробирным анализом (г/т).

№ п/п	Проба	№ проб	X	Y	Z	от/м	до/м	Интервал/м	Au	Ag
1	CB 3 1	2801608	58252,27	36369,99	32,47	7	8	1	2,1	1,5
2	CB 3 2	2803004	58215,23	36359,48	37,05	3	4	1	3,1	1,5
3	CB 3 3	2810110	58299,75	36314,63	25,79	9	10	1	3,6	14,4
4	CB_3_4	2810713	58290,85	36304,78	22,97	12	13	1	2,4	6,8
5	CB_3_5	2811101	58166,17	36235,93	39,83	0	1	1	2,7	1,5
6	BP_2_1	2884723	58181,7	36135	7,50	22	23	1	4,7	2,5
7	BP_2_2	2909709	58158,3	36305,03	21,48	8	9	1	2,9	2,5
8	BP_2_3	2912628	58335,48	36284,91	-2,18	27	28	1	2,3	2,5
9	BP_2_4	2915405	58217,52	36083,95	25,66	4	5	1	2,2	2,5
10	BP_2_5	2927003	58228,19	36145,14	22,51	2	3	1	2,3	2,5
11	BP_2_6	2956923	58285,84	36284,82	-2,83	22	23	1	3,5	2,5
12	BP_1_1	2802406	58141.85	36256.01	33.936	5	6	1	8,6	1,5
13	BP_1_2	2810814	58291.33	36300.01	22.144	13	14	1	2,3	19,5
14	BP_1_3	2821501	58205.32	36029.91	34.885	10	11	1	3,6	1,5
15	BP_1_4	2835121	58186.98	36093.06	20.112	20	21	1	3,5	2,5
16	BP_1_5	2885216	58172.67	36113.13	14.981	15	16	1	6,8	11,4
17	BP_1_6	2897412	58178.66	36056.36	19.505	11	12	1	4,6	2,5
18	BP_1_7	2897507	58183.87	36056.28	24.555	6	7	1	3	2,5
19	BP_1_8	2897508	58183.87	36056.28	23.555	7	8	1	3,1	2,5
20	BP_1_9	2915505	58191	36067.45	25.761	4	5	1	2,5	2,5
21	BP_1_10	2950224	58266.78	36278.93	-3.506	23	24	1	4,4	2,5
22	BP_1_11	2956013	58320.71	36285.32	7,01	12	13	1	23,3	13,4
23	BP_1_12	2956919	58285.84	36284.82	1.172	18	19	1	23,6	2,5
24	BP_1_13	2957113	58279.15	36289.84	7.286	12	13	1	5,6	2,5
25	BP_1_14	2957114	58279.15	36289.84	6.286	13	14	1	4,2	2,5
26	BP_1_15	2957115	58279.15	36289.84	5.286	14	15	1	18,6	2,5
27	BP_1_16	2957119	58279.15	36289.84	1.286	18	19	1	25,4	2,5
28	BP_1_17	2957120	58279.15	36289.84	0.286	19	20	1	9,9	2,5

Б. Образцы карбонатных руд, отобранных из проб шлама буровзрывных скважин, содержанияметаллов определены пробирным анализом (г/т).