МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ «НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи

МАРТЫНЕНКО ИРИНА ВЛАДИМИРОВНА

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОЛЬХОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

1.6.10 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание учёной степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
Мазуров Алексей Карпович
доктор геолого-минералогических наук

Томск - 2024

СОДЕРЖАНИЕ

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ 4
1. ОБЗОР СТЕПЕНИ ИЗУЧЕННОСТИ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ КОРООБРАЗОВАНИЯ 10
1.1. Состояние проблемы исследования кор выветривания 10
1.2. Состояние изученности Ольховско-Чибижекского района на рудное и россыпное золото 19
2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ 23
3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПОРОД ОЛЬХОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТЫХ ПО НИМ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ 34
3.1. Стратиграфия 36
3.1.1. Протерозой 37
3.1.2. Венд-нижний кембрий нерасчлененные 40
3.1.3. Кембрийская система 41
3.1.4. Ордовикская система 44
3.1.5. Девонская система 45
3.1.6. Меловая - палеогеновая сситемы нерасчлененные коры выветривания (K-P) 46
3.1.7. Неогеновая система 47
3.1.8. Неогеновая – четвертичная системы нерасчлененные 47
3.1.9. Четвертичная система 48
3.2. Интрузивный магматизм 52
3.3. Тектоника 57
3.3. Рудно-метасоматические процессы 61
4. КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЙОНА 71
4.1. Мел-палеогеновые коры выветривания Восточного Саяна 71
4.2. Зональность и минералого-геохимичесий состав продуктов коры выветривания Ольховского месторождения 75

4.3. Глинистые минералы коры выветривания 89
4.4. Петро – геохимическая характеристика кор выветривания 95
4.5. Особенности золота коры выветривания..... 109
Заключение 114
Список литературы 116

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований обусловлена необходимостью расширения и укрупнения минерально-сырьевого потенциала золотодобывающей промышленности России.

Промышленная добыча золота в районе начата в 1927 году трестом «Минусазолото». Всего за период с 1927 по 1995 год на месторождениях Ольховско-Чибижекского рудного узла добыто порядка 60 т золота. Из россыпей и кор выветривания золота, различных по генезису, возрасту и условиям залегания, добыто более 8,5 т золота. В начале XXI века наблюдался стремительный рост цены золота на мировом рынке, послуживший основной причиной активизации добычи этого металла, как в мире, так и в России. Данное обстоятельство привело к резкому сокращению минерально-сырьевой базы (МСБ) золота в районе.

В связи с этим, последнее время все больший интерес вызывают месторождения полезных ископаемых, связанные с формацией кор выветривания. Это обусловлено близповерхностным залеганием, высокой степенью дифференциации вещества, что способствует формированию промышленных концентраций целого ряда элементов.

Особое внимание уделяется золотоносным корам выветривания, которые представляют собой значительный сырьевой потенциал для развития золотодобывающей промышленности. Интерес к этим объектам определяется рядом причин: возможностью открытой разработки, отсутствием необходимости дробления руды, простой технологией и высокой экономической эффективностью извлечения золота при низких его содержаниях.

Целью настоящих исследований является получение новой информации о строении, зональности, минералого-геохимических особенностях и промышленной значимости исследуемых объектов, на предмет их потенциальной золотоносности. А также, выявление петрохимических критериев, определяющих условия повышенных концентраций золота в продуктах гипергенеза.

Задачи работы:

1. Изучить строение, зональность и минералого-геохимические особенности коры выветрия, развитых в пределах Ольховского месторождения,

2. Изучить гранулометрический состава продуктов остаточной коры выветривания и минералогический состав шлихов и рудных концентратов каждого класса крупности, изучить минеральный состав и структурные особенности исходных пород, а также провести определение содержаний золота и других элементов в каждой выделенной разности, определить состав и структурные особенности глинистых минералов кор выветривания,

3. На основе полученных данных выделить зоны с промышленными концентрациями золота по вертикальному профилю коры выветривания, определить геохимические критерии накопления золота в продуктах выветривания, установить характер изменения коэффициентов выветривания и зависимость между накоплением золота и значениями этих показателей в вертикальном профиле кор выветривания.

Фактический материал и методы исследования

В основе исследований лежат материалы, полученные сотрудниками отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов ТПУ в результате работ по изучению кор выветривания Ольховско-Чибижекского района, собранные в период 2000-2005 гг. Графическими материалами послужили геологические планы, разрезы и колонки скважин, построенные по результатам поисково-оценочных работ в 1960-ых годах и в период с 2000 по 2005 гг. Для лабораторно-аналитических работ использовались пробы, отобранные из керна скважин (2000-2005 гг.), пробы из шурфо-скважин, а также, единичные, отобранные точечно, образцы из горных выработок для изучения минералогического состава коренных пород.

Значительная часть аналитических работ выполнялись на базе лабораторий Томского политехнического университета и в химико-аналитическом центре «Плазма», электронно-микроскопические и микрозондовые исследования проводились в Институте геологии и минералогии СО РАН. Пробоподготовка

осуществлялась на базе отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета (НИ ТПУ) в оптико-шлифовальной лаборатории (зав. лаборатории С.М. Сваровский) и лаборатории «Геологии золота» (зав. лабораторией А.Я. Пшеничкин). Гранулометрический анализ проб осуществлялся методом «мокрого» ситования при помощи стандартного набора сит. Выделение тонкодисперсной глинистой фракции проводилось путем отмучивания образца в дистиллированной воде по общепринятой методике пипеточным методом.

Минералого-петрографические исследования выполнялись следующими методами: оптическая микроскопия (ПОЛАМ Р-312 и Olimpus BX53F), минералогический анализ (бинокуляр МСП-1), рентгенофлуоресцентная микроскопия (HORIBA XGT-7200, 42 образца), растровая электронная микроскопия (SEM на приборе Jeol-100C с энергодисперсионной приставкой Kevey Ray (институт геологии и минералогии СО РАН) и СЭМ Hitachi S-3400N с ЭДС Bruker XFlash 4010, аналитик С.С. Ильенок НИ ТПУ), микрорентгеноспектральный анализ (микрозонд MS-46 «Cameca», Институт геологии и минералогии СО РАН), термический анализ (SDT Q600, НИ ТПУ, оператор Т.П. Морозова, 180 проб), рентгеноструктурный анализ (Институт геологии и минералогии СО РАН, оператор д.г.-м.н. Э.П. Солотчина, 11 проб).

Химический состав пород устанавливался методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, оборудование ELAN модель RDS-e, аналитик Т.А. Филипас, Центр «Плазма», 90 проб) и рентгенофлуоресцентным анализом (НИ ТПУ). Геохимические исследования основывались на изучении устойчивых ассоциаций петрогенных элементов, а петрохимическая характеристика процессов корообразования базировалась на определении коэффициентов выветривания

Основные защищаемые положения

1. Коры выветривания, развитые в пределах Ольховского месторождения, относятся к остаточным и переотложенным типам. Остаточные коры представлены линейным и линейно-площадным типами и характеризуется

развитием полного профиля выветривания, в составе которого выделяются три основные зоны (снизу вверх): дресвяно-щебнистая, монтмориллонит-гидрослюдистая и охристо-каолиновая. Образования переотложенной коры выветривания характеризуются отсутствием минералогической зональности.

2. Элювиальные руды формировались за счет слабо золотоносных гидротермально-измененных горных пород, путем растворения и переотложения золота. Гипергенное золото имеет высокопробный состав, при среднем 995‰, отлагается на поверхности частиц первичного рудного золота, а также образует колломорфные, эмульсионные и нитевидные срастания с окислами и гидроокислами железа, для него характерны неправильные морфологические формы.

3. Промышленные концентрации золота в остаточной коре выветривания приурочены, в основном, к нижней части верхней охристо-каолиновой зоны. Эта часть зоны характеризуется максимальными значениями коэффициента ферритизации, аллитизации и коэффициента окисления и минимальными значениями коэффициента выщелачивания.

Научная новизна

Впервые, в пределах Ольховского месторождения, проведено детальное минералогическое изучение золотоносных кор выветривания. На основе выполненных исследований сделан вывод о составе, строении и зональности коры выветривания Ольховского месторождения. Изучен минералогический состав шлихов и глинистой составляющей, определены петрографические разности исходных пород. Установлен источник коренного рудного золота. Определены геохимические особенности выделенных зон коры выветривания. Определены содержания золота и других элементов в каждой разности метасоматитов, гранитов и других исходных пород, за счет которых происходило корообразование. Также впервые в гематитовых агрегатах и лимонитизированных обломках кварца из остаточной коры выветривания было обнаружено самородное йодистое серебро – йодаргирит.

Практичекая значимость

Установленные автором закономерности формирования золотого оруденения и его минералогические особенности могут быть использованы предприятиями, ведущими поисковые и оценочные работы в Ольховско-Чибижекском рудном узле с целью выделения перспективных площадей.

Выделение промышленно значимых участков и горизонтов позволяют более эффективно планировать извлечение полезного компонента, даже при низких его содержаниях.

Изучение минералогического и гранулометрического состава продуктов коры выветривания, определение состава и классов крупности самородного золота могут служить исходными данными для разработки технологической схемы переработки руд.

Личный вклад автора.

Лично выполнены следующие работы: отбор образов в полевых условиях для изучения коренных пород; гранулометрический анализ обьемных проб, отобранных из шурфо-скважин; минералогический анализ шлихов каждого класса крупности, макро- и микроскопическое описание исходных пород, а также образцов крупной фракции; рентгенофлуоресцентный анализ; электронная микроскопия руд и отдельных минеральных зерен; интерпретация результатов термического анализа и рентгеноструктурного анализа; обработка геохимических данных, формулировка научных выводов и прогнозно-поисковых критериев.

Апробация работы и публикации.

Основные положения диссертации докладывались и обсуждались на конференциях различного уровня: XII, XIII, XVI, XXVIII Международных симпозиумах имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, 2008, 2009, 2012, 2024 г.); международной конференции студентов, аспирантов, и молодых ученых «Геология в развивающемся мире» (Пермь , 2011 г.), XIV международном совещании «Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения» (Новосибирск, 2010), Первой Молодежной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ «Минерально-сырьевая база

алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче» (Москва, 2020 г.). Также результаты диссертационных исследований рассматривались на научных семинарах кафедры геологии и разведки полезных ископаемых ТПУ. По итогам XVI международного симпозиумов имени академика М.А. Усова, доклад автора отмечен Дипломом первой степени.

По теме исследований автор принимал участие в гранте РФФИ № 18-45-700019.

Диссертационные исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской федерации (проект № FSWW-2023-0010).

По теме диссертации опубликовано 11 работ, в том числе 3 в журналах, входящих в перечень ВАК и базу данных SCOPUS.

Структура работы.

Диссертация состоит из введения, 4 глав, заключения и списка литературы в количестве 147 наименований. Обьем диссертации составляет 130 страницы текста, работа содержит 35 иллюстрации и 5 таблиц.

Благодарности

Автор выражает особую благодарность научному руководителю доктору геолого-минералогических наук, профессору отделения геологии ИШПР НИ ТПУ Алексею Карповичу Мазурову за всестороннюю помощь и высокий профессионализм при руководстве диссертационной работы. За ценные советы и консультации автор глубоко признателен д. г.-м. н. В.Г. Ворошилову, к.г.-м.н. Т.В.Тимкину, д.г.-м.н. Ю.С. Ананьеву, к.г.-м.н. А.Я. Пшеничкину, к.г.-м.н. Краснощековой Л. А.

За постоянную поддержку и помощь при написании диссертации автор благодарит своих коллег, сотрудников ОГ ИШПР ТПУ.

1. ОБЗОР СТЕПЕНИ ИЗУЧЕННОСТИ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ КОРООБРАЗОВАНИЯ

1.1. Состояние проблемы исследования кор выветривания

Изучением процессов и продуктов выветривания, и в частности золотоносных кор выветривания, в разные годы занимались К.Д. Глинка (1906), А.Е. Ферсман (1914), Б.Б. Полынов (1934), В.П. Казаринов (1958), Н.М.Страхов (1962), А.И.Перельман (1963), И.И. Гинзбург (1963), М.А. Глазовская (1960), В.Н. Разумова, Н.П. Херасков, А.Г. Черняховский (1963), В.П. Петров (1967), Д.Г. Сапожников (1977), Б.М. Михайлов (1986), Б.Л. Щербов (1987), Н.А. Росляков (1975-1994), Ю.А. Калинин (2006) и многие другие. Все эти исследователи внесли огромный вклад в становление и развитие учения о выветривании.

В современном представлении кора выветривания – *это геологическое тело, сложенное, преимущественно, элювиальными продуктами физического и химического выветривания горных пород в континентальных условиях, формирующихся и эволюционирующих под влиянием комплекса климатических, тектонических, геоморфологических и других факторов* [33]. Однако, стоит отметить, что термин «кора выветривания», как и принципы типизации и классифицирования продуктов выветривания за последние сто лет значительно эволюционировали.

Учение о выветривании получило свое начальное развитие еще в начале прошлого столетия. Ведущая роль в развитии этого учения принадлежит геологу и почвоведу К.Д. Глинке. В результате исследований в области изучения процессов выветривания минералов, отводя особое место коллоидным продуктам выветривания, К.Д. Глинка (1906) сделал важнейшие выводы: 1) « выветривание всех алюмосиликатов и силикатов идет в одном направлении, в направлении превращения солей в кислоты путем замещения их оснований водородом; 2) этот процесс происходит постепенно и сопровождается образованием ряда промежуточных форм; при этих превращениях, как промежуточные формы, так и образующиеся кремнеглиноземные кислоты, могут сохранять кристаллическое

строение» [55]. Полученные результаты, подкрепленные рядом доказательств, позволили впервые осмысленно говорить о процессах выветривания и впервые представлять его как ряд последовательных превращений. Эти выводы нашли себе подтверждение и справедливую оценку в работах А.Е.Ферсмана (1914).

Одним из первых исследователей процессов и продуктов выветривания является Б.Б. Полынов (1934). Кора выветривания по Б.Б. Полынову – «это верхняя часть литосферы, которая слагается рыхлыми продуктами раздробления изверженных и метаморфических пород». Однако, он предлагал строго различать два понятия: 1) «область или зону выветривания, т.е. ту верхнюю часть литосферы, которая слагаться из различного материала как изверженных и метаморфических массивных, так и рыхлых осадочных пород, но в пределах которой процессы направлены в сторону разрушения и раздробления пород и образования коры выветривания, и 2) современную кору выветривания, т.е. те части поверхностной оболочки литосферы, которые в данный геологический момент уже сложены из рыхлых, раздробленных продуктов выветривания, не подвергшихся еще метаморфизму осадочных пород. Обособленная верхняя, охваченная биосферой, часть современной коры носит название почвы» [64, с119]. Б.Б. Полынов одним из первых предложил классификацию, основанную на учении о циклах развития кор выветривания в зависимости от геохимических условий, различая при этом продукты выветривания: ортоэлювий, параэлювий и неоэлювий. В каждом цикле имеются свои фазы и производные аккумуляции [65, с.77].

А.И. Перельман (1963), развивая учение Б.Б. Полынова, предложил геохимическую классификацию кор выветривания. За основу этой классификации был взят принцип подвижных компонентов и понятие о типоморфных элементах. При выделении геохимических типов кор выветривания учитывалось наличие тех или иных наиболее подвижных химических элементов, входящих в состав коры и определяющие ее геохимическое своеобразие, в том числе и химический состав мигрирующих в коре вод. Согласно данной классификации А.И. Перельманом выделены следующие типы кор выветривания: сернокислый, кислый,

карбонатный и соленосный для окислительного ряда, кислый глеевый и карбонатный глеевый типы, характеризующиеся восстановительными (глеевыми) условиями. Особое внимание он акцентировал на последних двух типах, которые были выделены им впервые, из-за их широкого распространения в условиях влажного холодного климата и равнинного рельефа Сибири [61].

Представление Б.Б. Полынова о циклах развития коры выветривания в зависимости от геохимических условий использовал В.П.Казаринов при изучении древних кор Западной Сибири (1958). В.П.Казаринов, вслед за академиком Б.Б.Полыновым рассматривал процесс формирования коры выветривания «во всей его совокупности, т.е. как процесс, приводящий к образованию и остаточных, и аккумулятивных (осадочных) продуктов химического выветривания. Те и другие объединяются в единый, чрезвычайно характерный, резко отличный от сопредельных толщ, комплекс пород, который нужно рассматривать как единое целое. Этот единый комплекс назван формацией коры выветривания» [30]. В.П. Казаринов (1973) писал: «Формация коры выветривания образуется в условиях выровненной страны (главным образом в начальные этапы ее расчленения) в процессе химического преобразования пород. В ее состав входят структурный элювий (кора выветривания) и продукты его ближнего переотложения (главным образом делювий), имеющие с элювием близкий или тождественный минералогический состав, особенно на пологих склонах.

Продукты, возникающие в результате размыва пород формации коры выветривания, перенесенные на большие расстояния и отложенные среди других пород, обычно менее зрелых, не относятся к формации коры выветривания» [88].

Одни из современных преставлений о процессах и продуктах выветривания, а также принципах типизации и классифицирования кор выветривания отражены в работах И.И. Гинзбурга. Им предложена геолого-генетическая классификация (1963), в основу которой положен принцип комплексной характеристики, учитывающий ряд признаков, как чисто геолого-морфологических, так и минералогических, геохимических и генетических, связанных с процессами выветривания в разных климатических, гидрогеологических, биохимических и

геоморфологических условиях на породах разного состава и происхождения [11, с71-101].

Согласно предложенной классификации И.И.Гинзбургом выделяются пять основных типов кор выветривания: остаточная, наложенная или преобразованная, инфильтрационная, размытая и переотложенная.

Под *остаточной* (автохтонной, первичной) корой понимается собственно элювиальная кора, образованная в результате: а) разложения кристаллических силикатных, осадочных или слабо метаморфизованных пород, б) выщелачивания легкорастворимых минералов породы и накопление осадка из труднорастворимых минералов, в). окисления руд и минералов, содержащих закисные формы железа, марганца, тяжелых металлов и органогенных пород.

Наложенная (преобразованная, вторичная) элювиальная кора образуется в результате «поздней химической переработки первичной (элювиальной коры) процессами биохимического выветривания или в результате инфильтрации в первичную элювиальную кору или в пористые породы (механического или химического вноса) новых веществ без изменения ранее образовавшихся или оставшихся минералов» [11].

Инфильтрационная – «кора выветривания, образующаяся в результате инфильтрации отдельных окислов в слабовыветрелые или невыветрелые породы, сопровождающиеся цементацией и (или) метасоматозом ранее образовавшихся минералов или без него» [12].

Размытая остаточная кора – кора выветривания, характеризующаяся наличием остатков нижних горизонтов или зон остаточных кор выветривания без их существенного изменения [12].

«К *переотложенному* типу относятся элювиально-делювиальные, делювиальные, делювиально-пролювиальные образования, т.е. переходные зоны от элювиальных кор к осадочным породам, образованные путем переотложения или перемещения остаточных или наложенных кор выветривания или верхних их частей по склонам и у подножья склонов. Иначе говоря, переотложенные коры - это коры склонов и их подножий» [11, с79-90].

По особенностям минерального состава древних кор выветривания И.И. Гинзбургом предложено различать следующие минералогические типы кор:

1) латеритные (гиббситовые и бемитовые, т.е. аллитные, гетит-гидрогетит-гематитовые – ферритные, охристые),
2) сиалитовые (каолинитовые, галлуазитовые, аллофановые, монтмориллонитовые и бейделлиитовые, нонтронитовые, гидрослюдистые, вермикулитовые и др),
3) карбонатные (кальциевые, железистые, кальциево-магниевые, магниево0железистые),
4) кремнеземистые (окремненные породы, маршалитизированные),
5) сульфатные (кальциевые, железистые и тяжелых металлов из зоны окисления,
6) дезинтегрированные (разрушенные, щебенчатые, обломочные, с минеральным составом исходных пород) [11].

Следует подчеркнуть, что именно И.И. Гинзбург сформулировал и четко изложил определение формации коры выветривания, под которой понимается – «*совокупность природных твердых и жидких тел, непосредственно связанных с корами выветривания своим происхождением или образованием в результате механического, коллоидного или химического переноса продуктов выветривания*» [13]. Это определение и в настоящее время является устоявшимся и общепринятым.

М.А. Глазовская (1960), основываясь на определении элементарного ландшафта Б.Б. Полынова, выделяет три типа кор выветривания: 1) Элювиальные ландшафты повышенных элементов рельефа, формирующиеся при глубоком залегании уровня груновых вод при отсутствии боковых притоков воды. В зависимости от геологической основы элювиальные ландшафты подразделяются на ортоэлювиальные, формирующиеся на массивах изверженных пород, параэлювиальные, харктерные для древних осадочных пород, и неоэлювиальные, приуроченные к областям распространения молодых наносов четвертичного возраста. Коры выветривания в элювиальных ландшафтах имеют остаточный

характер. 2) Супераквальные или гидроморфные ландшафты местных понижений с боковым уровнем грунтовых вод, для которых характерен приток химических элементов из соседних элювиальных ландшафтов. В гидроморфных ландшафтах коры выветривания имеют инфильтрационный характер. 3) Субаквальные ландшафты местных водоемов, геохимические черты которых зависят от состава питающих вод.

В.Н. Разумова, Н.П. Херасков, А.Г. Черняховский (1963) при изучении латеритных кор выветривания, развитых на территории Советского Союза и зарубежных стран, опровергая представления Б.Б. Полынова «Об однонаправленности процесса выветривания», предложили типизировать коры выветривания по целому комплексу признаков. При выделении минералогических типов продуктов гипергенеза В.Н Разумова с соавторами указывала на тесную взаимосвязь конечных продуктов выветривания (типа элювия) от климата, состава материнских пород и тектонического фактора [71]. Именно тектонические условия образования кор выветривания были положены в основу предложенной ими классификации, согласно которой гипергенные образования подразделяются на две группы: «коры выветривания, возникшие в платформенных условиях, и коры выветривания, образующиеся в геосинклинальных, складчатых областях» [72].

Однако В.П. Петров (1967), анализируя существующие представления о принципах типизации продуктов гипергенеза и акцентируя свое внимание на наиболее дискуссионных положениях о корообразовании, высказал несогласие с предложенной классификацией В.Н. Разумовой и соавторами. В.П. Петров утверждал, что «только в условиях тектонического покоя и постоянства действующей поверхности может образоваться мощная кора выветривая. В эпохи тектонической активности…мы не видим образования сколько-нибудь мощных кор» [58].

Н.М.Страхов (1962) при изучении осадочных пород пришел к выводу о том, что «необходимо говорить о четырех типах литогенеза, различающихся рядом важных признаков, хотя и связанных взаимопереходами. Это типы, выделенные

на основе климатической обстановки: гумидный, ледовый, аридный и эффузивно-осадочный». Помимо климатического фактора, по мнению Н.М. Страхова, на процесс корообразования оказывает и рельеф. «Коры выветривания являются результатом взаимодействия обоих этих факторов» [81].

Обобщая и анализируя накопленный ранее материал в области формационных и прогнозно-металлогенических исследований Б.М. Михайлов (1986) предложил выделять следующие типы продуктов гипергенеза, основываясь на обстановках их образования: 1) поверхностный (континентальный), 2) подводный и 3) подземный гипергенез. Под продуктами поверхностного гипергенеза понимается «коры выветривания и продукты их ближнего переотложения», которые Б.М. Михайловым рассматриваются как «комплекс субаэральных продуктов гипергенеза, среди которых, как правило, преобладают элювий (кора выветривания) и продукты его переотложения, а также инфильтрационные коры (иллювий) и другие более экзотические образования гипергенеза (криогенные, солифлюкционные и др.)» [55]. Под корой выветривания Б.М. Михайловым предложено понимать «геологические тела, сложенные элювием, т.е. продуктами глубокого поверхностного физического и химического преобразования горных пород, оставшихся на месте своего возникновения» [56]. Согласно предложенной типизации продуктов гипергенеза предусмотрено выделение трех типов элювиальных образований: латеритные, глинистые коры выветривания и рудные шляпы [55].

Развивая представления Н.М. Страхова «О типах литогенеза» Б.М. Михайлов предложил выделение дробных формационных подразделений: элювиальную и иллювиальную группы формаций. Элювиальная группа, характерна для гумидного литогенеза, включает латеритную, глинистую и формацию рудных шляп. Иллювиальная группа объединяет формации, возникающие главным образом в условиях аридного литогенеза. «Что касается продуктов переотложения, то они либо входят в состав формации кор выветривания, либо, если непосредственная связь с элювием отсутствует, образуют самостоятельную группу гипергенных осадочных формаций» [55].

Большой вклад в изучении золотоносных кор выветривания и поведения золота в зоне гипергенеза внес Н.А. Росляков (1982, 1994). Согласно представлениям Н.А. Рослякова при типизации золотоносных кор выветривания необходимо учитывать ряд признаков, которым ранее уделялось мало внимания. К таким признакам относятся: 1) содержание золота в корообразующих породах и его соотношение с масштабом и типом эндогенной минерализации, 2) форма нахождения золота в исходном субстрате и их устойчивость к выветриванию, 3) условия миграции и геохимические барьеры на ее пути, контролирующие гипергенное накопление благородного металла, 4) история формирования коры выветривания, интенсивность реализации процессов выветривания и степень сохранности их продуктов от денудации [74].

С учетом влияния всех вышеперечисленных факторов Н.А. Росляковым (1975) была предложена геолого-генетическая классификация золоторудных месторождений формации коры выветривания. Согласно данной типизации все золотоносные образования кор выветривания подразделяются на пять типов:

1) Зоны окисления собственно золоторудных и комплексных золотосодержащих месторождений. Исходный субстрат – эндогенные золоторудные тела;

2) Коры выветривания эндогенных ореолов золоторудных месторождений. Они формируются за счет гипергенного преобразования околорудно-измененных пород (серицитизированных, окварцованных, лиственитизированных и др.) с непромышленными содержаниями золота (0,1-1,0 г/т);

3) Коры выветривания эндогенных ореолов золоторудных полей. Их исходным субстратом служат слабо измененные гидротермально-метасоматические породы с аномальными содержаниями золота (0,05-0,1г/т);

4) Коры выветривания слабозолотоносных минерализованных зон – окварцованных, сульфидизированных и др.,

5) Золотоносные отложения продуктов кор выветривания ближнего сноса [73].

Одна из последних классификаций была предложена Ю.А. Калининым (2006). В основу типизации были положены длительные исследования

золотоносных кор выветривания юга Сибири и анализ существующих классификационных построений для кор выветривания вообще и золотоносных в частности. Эта классификация учитывает целый ряд главных классификационных критериев, «в достаточной мере удовлетворительно описывающих все многообразие месторождений и рудопроявлений золота, связанных с корами выветривания» [33]. Основными признаками, по мнению Ю.А. Калинина являются следующие: генетический, морфологический, тип профиля выветривания, минеральный состав, состав исходного субстрата, гранулометрия золота и возраст. «Не все эти признаки равнозначны, но в общем виде с их помощью можно описать и разделить объекты на основе знаний об их веществе, структуре и генезисе» [33].

Согласно данной классификации все золотоносные коры выветривания типизируются по следующим основным признакам:

- ✓ *генезису* – на элювиальный (остаточный), инфильтрационно-остаточный, инфильтрационный (эпигенетический) и переотложенный типы;
- ✓ *морфологии* – на площадной, линейный, линейно-площадной, карстовый и линейно-карстовый типы;
- ✓ *типу профиля выветривания* – на латеритный, каолиновый, железная шляпа;
- ✓ *главным породообразующим гипергенным минералам* – на гематит-гетит-каолинитовый, каолинит-гетитовый, каолинитовый, гидрослюдисто-каолинитовый;
- ✓ *составу исходного субстрата* – на золоторудные месторождения, зоны рассеянной и прожилково-вкрапленной минерализации, золото-сульфидные руды и золотосодержащие колчеданно-полиметаллические месторождения;
- ✓ *гранулометрии золота* – от тонкодисперсного до мелкого, редко средние и крупные классы, различные классы крупности с преобладанием среднего, и мелкие и тонкодисперсные классы крупности;
- ✓ *возрасту* – четвертичные, мел-палеогеновые и домеловые;
- ✓ *сохранности профиля выветривания* – полные, сокращенные;

- ✓ *выходу на дневную поверхность* – на открытые и погребенные [32].

1.2. Состояние изученности Ольховско-Чибижекского района на рудное и россыпное золото

Золото является одним из ведущих полезных ископаемых Восточного Саяна, а Ольховско-Чибижекский золоторудный район является одним из старейших центров золотодобычи в Сибири. Россыпные месторождения золота отрабатывались здесь с 30-х годов 19-го века, коренные – с 1911 года, после открытия Ольховского месторождения. В последующие годы были выявлены и введены в эксплуатацию Дистлеровское (1912), Константиновское (1932), Медвежье (1957), Лысогорское (1965) и др. месторождения. Это стимулировало развитие в районе геолого-поисковых и тематических работ.

Изучением этой площади занимались многие исследователи. Наиболее детальные работы выполнены В.В. Бородиным (1934), В.В. Богацким (1948), А.П. Божинским (1940, 1941), А.Я. Булынниковым (1925-1940, 1964), Д.А. Васильевым (1944, 1956), С.В. Обручевым (1946), А.Г. Вологдиным (1931-1936), В.И. Герасименко (1969), О.М. Глазуновым и др. (1959), О.П. Добродеевым (1968), А.Л. Додиным (1956-1961), А.П. Дьяченко (1966), В.А. Зоновым (1966), Б.П. Зугбус и др. (1964), С.С. Ильенок и др. (1941), Е.П. Демибицким, Григорьевым (1960), В.П. Карловой (1968), А.З. Кониковым (1959, 1961), В.Г. Корель (1963), Б.Т. Корниенко и др. (1962), Б.Н. Красильниковым (1958, 1966), А.В.Крюковым и др. (1962), Н.Н. Крыловым и др. (1962), Ю.А. Кузнецовым (1926), Ш.Д. Курцерайте (1968, 1969), И.В. Лучитским (1960), И.Я. Мартыновым (1954, 1955), А.С.Механошиным (1972г), Л.С.Милаевой (1966г), Г.В.Филипповым (1964-1966г), А.М.Хазагаровым (1969г), Е.А.Шнейдер и др. (1962г), Р.А.Цыкиным (1968), В.К. Бернатонис (1975), Г.М. Девятков, В.С. Медников, Е.Л. Ковалевой, О.Ф. Ковалевым (1981), Г.Г.Номоконовой (1980), А.П. Белозерцевым, И.А. Анисимовым (1986-1990), В.Г. Григорьевым (1988). В.Н. Воробьевым, Ю.В. Максюшиным и др. (1992).

Наиболее обширные исследования по изучению месторождений Ольховской

группы проведены в период с 1920-1940 годы А.Я. Булынниковым, М.Н. Константиновым, Д.А. Тимофеевским и др. Ими детально изучен вещественный состав руд, выявлены элементы зональности в размещении рудных тел различного состава, впервые сформулированы критерии поисков и оценки золотого оруденения ольховского типа.

Систематические средне- и крупномасштабные геологические съемки, проведенные в районе в 50^{x}-60^{x} годах, позволили расчленить терригенно-вулканогенно-карбонатные толщи кембрия, откартировать метаморфизованные отложения протерозоя, интрузивные комплексы различного состава и возраста, выявить ряд новых рудопроявлений золота и других полезных ископаемых [146].

С 1977 по 1981 годы на территории Ольховско-Чибижекского района проведено геологическое доизучение масштаба 1:50000, в результате которого для этой площади разработана единая схема стратиграфии и магматизма, выявлен ряд перспективных рудопроявлений золота и молибдена, даны рекомендации по ведению поисковых работ на золото и железо [124].

Параллельно с региональными исследованиями, начиная с 40-х годов, выполнялись специализированные поисковые и разведочные работы на рудное золото. Поиски проводились ГРП Артемовского рудника, Чибижекской (1958-74 г.г.) и Саянской (1975-98 г.г.) партиями Минусинской экспедиции. Разведка месторождений Медвежьего, Константиновского, Лысогорского, Ср.Тарча проводилась Артемовским рудником. За это время опоискована в масштабе 1:10000 площадь в 200 кв. км (на участках детализации до 1:2000) с применением площадного литогеохимического опробования, горных работ и бурения (Краузе, 1960; Мишко и др., 1970, 1975; Белозерцев и др., 1980, 1984, 1990, 1998). В результате выявлен ряд рудопроявлений золота, дана промышленная оценка месторождениям Высота 830 м и участок Ивановский.

В 1972–1974 и 1978–1982 г.г. комплексные геолого-геофизические тематические исследования в рудном районе проводились коллективом Томского политехнического института. Было проведено детальное минералого-геохимическое картирование горных выработок и керна скважин месторождений

и проявлений Лысогорского, Медвежьего, Константиновского, Средняя Тарча, Дистлеровского, Сопки Высоцкого, Верхне- Чибижекского, исследован состав и типоморфные особенности рудных минералов, изучены и систематизированы метасоматические образования, определены взаимоотношения метасоматитов и золотого оруденения. Существенно дополнен комплекс поисковых критериев золотого оруденения, даны рекомендации по дальнейшему ведению поисковых и разведочных работ в рудном районе. Этими исследованиями завершается второй этап тематических работ (А.Ф. Коробейников и др., 1974; Е.В. Черняев, 1982).

Таким образом, к настоящему моменту выявлены основные закономерности локализации золотого оруденения в Ольховско-Чибижекском рудном районе, исследован характер его проявления в геохимических, геофизических, минералогических полях и фациях метасоматитов и созданы предпосылки для создания типовой геолого-генетической модели золоторудного месторождения ольховского типа.

Золотоносные коры выветривания Восточного Саяна, по сравнению с Енисейским кряжем, менее изучены. Одни из первых сведений о находках золота в глинистых корах выветривания Ольховско-Чибижекского района известны с пятидесятых годов XX века. Однако, выявленные, в процессе геологоразведочных работ на фосфориты и марганцевые руды в Восточном Саяне, коры выветривания на золото не опробовались.

Вопросам изучения золотоносных кор выветривания Восточного Саяна, в частности, Ольховско-Чибижекского района, посвящены многочисленные работы. Результаты исследований продуктов гипергенеза отражены в трудах А.М. Хазагарова (1963), В.А. Астаховой (1966). Р.А. Цыкина (1967), В.Г. Матухиной (1972), В.О. Конышева (1988), С.С. Сердюка (2002), Н.Н. Поповой (2009) и др.

Однако, несмотря на столь длительную историю изучения и освоения Ольховского месторождения, вопрос о потенциальной перспективе кор выветривания на предмет выявления промышленно значимых скоплений золота, к настоящему времени остается не до конца решенным и требует более тщательных и детальных исследований.

Целью настоящих исследований является получение новой дополнительной информации о строении, зональности, минеральном составе кор выветривания Ольховского месторождения. А также, выявление петро- и геохимических критериев, определяющих условия повышенных концентраций золота в продуктах гипергенеза, с последующим определением практической значимости исследуемых обьектов.

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Проведенные нами исследования по изучению минералого-геохимических особенностей коры выветривания Ольховского месторождения, а также определению содержаний золота, его морфологических особенностей и характера распределения по профилю остаточной коры выветривания выполнялись с помощью ряда комплексных работ, которые можно разделить на четыре основных этапа:

1) изучение геологического строения рудного района и анализ геологической изученности,

2) визуальный осмотр, отбор проб и гранулометрический анализ проб из шурфо-скважин,

3) минералого-геохимические исследования,

4) изучение золота, его морфологии, определение состава и характера распределения по профилю коры выветривания.

Первый этап заключался в изучении фондовой и опубликованной литературы по теме исследований, а также анализ информации, касающейся геологического строения Ольховского рудного района, месторождений и рудопроявлений, их степени изученности и перспективах рудоносности.

Второй этап – макроскопическое описание проб, отобранных при проведении поисковых работ из шурфо-скважин Ольховского месторождения. Пробы отбирались по интервально с шагом опробования 1 м, а в случае наличия геологических разностей через 0,5 м. При визуальном осмотре проб отмечались следующие данные: цвет и оттенки в сухом и влажном состоянии, структура, текстура, минеральный состав и наличие примесных окрашивающих компонентов. Также выполнялся гранулометрический анализ.

Третий этап включал в себя изучение минерального состава продуктов зоны гипергенеза и геохимических особенностей в распределении петрогенных элементов по профилю коры выветривания. На этом этапе были выполнены следующие виды исследований: мокрый ситовой гранулометрический анализ,

минералогический анализ шлихов и рудных концентратов, минераграфические и петрографические исследования, термический анализ глинистой фракции, рентгено-структурный анализ. С целью геохимической характеристики выполнялись: атомно-абсорбционный, атомно-эмиссионный, силикатный анализ, масс-спектральный и рентгено-флуоресцентный анализы, для определения содержаний золота - атомно-абсорбционный и валовый пробирный анализы.

Исследования на четвертом этапе проводились с целью характеристики золота, его морфологических особенностей и характера срастания с другими минералами, а также состава элементов примесей. Для этого применялись: растровая электронная микроскопия поверхности исследуемых золотин и микроспектральный зондовый анализ.

На заключительном этапе были сделаны основные выводы, касающиеся минералого-геохимических особенностей остаточной коры выветривания Ольховского месторождения.

Мокрый ситовой гранулометрический анализ

Ситовой анализ – один из старейших, наиболее простых и наглядных методов определения гранулометрического (зернового) состава. Принцип его состоит в нахождении количества минералов, задерживаемых сеткой с отверстиями известного диаметра.

В таблице 1 приведена шкала сит, используемая при исследованиях зернового состава продуктов коры выветривания, которая соответствует стандартам по размеру сит, применяемых за рубежом, а также результаты ситового анализа с процентным соотношением по классам крупности (рис.1).

Таблица 1. Шкала сит и выход каждой фракции в процентном соотношении

Фракция, мм	**Выход фракции, %**
+10	17,325
-10+5	5,9
-5+3	5,025

-3+2	3,775
-2+1	3,1
-1+0,5	4,225
-0,5+0,2	6,075
-0,2+0,112	5
-0,112+0,04	5,05
-0,04	44,525

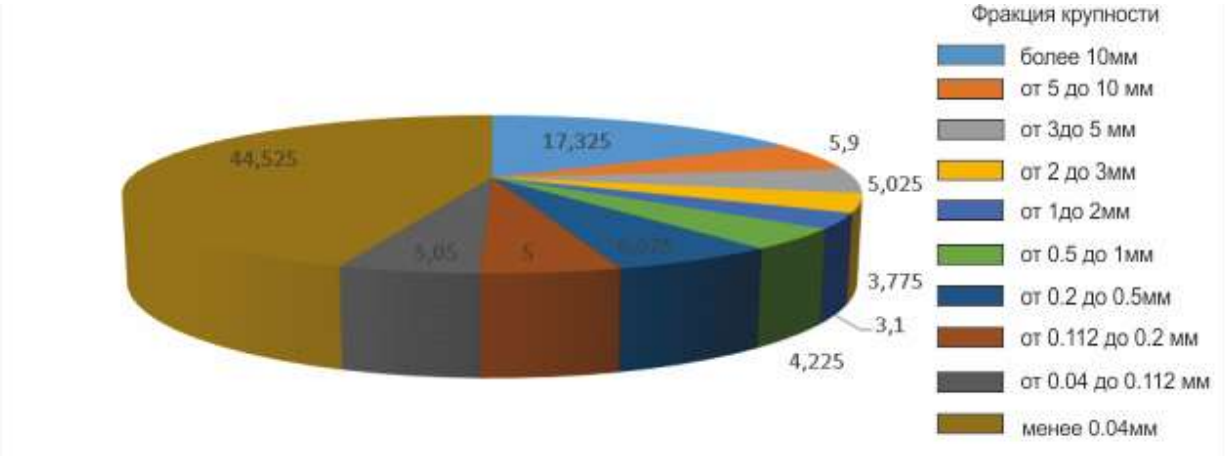


Рисунок 1. Диаграмма гранулометрического состава по классам крупности в процентах

Ситовой анализ проводится мокрым или сухим способами.

Для анализа по мокрому способу материал, предварительно высушенный, был слегка разрыхлен, распускался в воде до отсутствия комков. Далее полученная суспензия постепенно сливалась на контрольное сито, смоченное сверху и снизу водой. Для облегчения прохода суспензии через сито было проведено промывание остатка слабой струей воды.

Пробы, разделенные на фракции крупности, высушивались, взвешивались на электронных весах для определения процентного соотношения полидисперсного материала по классам крупности. После этого полученный материал был использован для проведения дальнейших минералогических исследований.

Выделение тонкодисперсной глинистой фракции производилась путем отмучивания образца в дистиллированной воде по общепринятой методике

пипеточным методом. Для этих целей был использован стеклянный цилиндр объемом 1 л и высотой 40 см, пипетка объемом 20 см^3 и устройство для взятия проб – груша. Пробы с диаметром частиц менее 0,25 мм заливались дистиллированной водой. Далее содержимое стакана взмучивалось специальной мешалкой и пипеткой отбирались пробы с высоты 10 см от поверхности суспензии: для определения частиц диаметром менее 0,05 мм через 45 сек, для частиц диаметром менее 0,01 мм 18 мин 10сек, для частиц менее 0,005 мм – через 6 часов.

Взятые пипеткой пробы были высушены и взвешены на аналитических весах. Далее полученные пробы были исследованы методом рентгеноструктурного и термического анализа для определения минерального состава глинистой фракции. Вся пробоподготовка осуществлялась автором на базе кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Национального исследовательского Томского политехнического университета (ТПУ).

Минералогический анализ

Подготовка шлихов для целей минералогического анализа заключалась в следующем: рассев на ситах, взятие средней пробы, магнитная и электромагнитная сепарация и разделение шлихов по удельному весу с помощью тяжелых жидкостей.

Средняя проба по минералогическому составу и количественным соотношениям присутствующих минералов должна с достаточной точностью представлять исходную пробу шлиха. Для этих целей средняя проба отбиралась из равномернозернистого материала каждого класса крупности, полученного при проведении ситового гранулометрического анализа. Выделение средних проб проводилось на лабораторном делителе Джонса. После чего проба взвешивалась. Для получения наиболее полной информации о минеральном составе вес средней пробы составлял 100-120 г.

С целью упрощения проведения минералогического анализа после отбора представительной средней пробы следовало ее разделение в тяжелой жидкости с

удельным весом 2,9 в качестве которой был использован бромоформ. В результате такого разделения было получено две фракции: тяжелая и легкая. Легкая фракция представлена минералами с удельным весом меньше 2,9, которые, как правило, не имеют важного значения при изучении шлихов, а в тяжелой фракции концентрируются минералы, представляющие наибольший интерес, в том числе и благородные металлы.

Следующая операция после взятия средней пробы, ее взвешивания и разделения в тяжелых жидкостях – магнитная сепарация. В результате чего простым магнитом отобрана магнитная фракция и немагнитный остаток, который в дальнейшем разделялся электромагнитом.

Разделение немагнитного остатка на электромагнитные фракции проводилось с помощью магнита повышенной интенсивности Сочнева. В результате электромагнитной сепарации было получено три фракции минералов, различающихся по степени магнитной проницаемости и одна немагнитная.

После проведения пробоподготовительных работ и разделения шлиха, последний был подвергнут минералогическому анализу, который состоял в просмотре проб под бинокуляром МСП-1 и определении минералов с помощью химических, оптических методов, в меньшей степени люминесценции и в отдельных случаях спектроскопии.

Под бинокуляром минералы определялись по внешнему виду, физическим и химическим свойствам: форме граней, габитусу кристаллов, характеру кристаллических граней, осколков, излома, спайности, штриховке, прозрачности, блеску, цвету, твердости, а также использовались химические испытания отдельных минеральных зерен.

Минераграфические и петрографические исследования

Рудная микроскопия (минераграфия). Значение этого метода велико при изучении рудных месторождений как для точной диагностики слагающих руду минералов и их парагенетических ассоциаций, так и для правильного понимания процесса рудообразования. При исследовании методом рудной минераграфии

изготавливались полированные шлифы, а также полированные шлифы в виде шашек с закатанными мономинеральными пробами. Изучение проводилось на исследовательском микроскопе Zeiss Imager 2m. Отбор мономинеральных проб гематита и других, представляющих интерес, минеральных зерен проводился с использованием бинокулярного микроскопа МБС-10. Всего было проанализировано 15 полированных аншлифов гематита и 10 полированных шлифов, изготовленных в виде шашек, с закатанными в них отдельными минеральными зёрнами гематита, самородного золота и других, интересующих нас, минералов.

Петрографический анализ. Проводился с целью изучения минералогического состава и структурных особенностей исходных пород, отобранных из нижней части коры выветривания и фракции крупности более 10мм. Дополнительно проводилось исследование глин в шлифах, однако, это исследование сводилось к определению обломочного компонента и наличию процессов замещения. Изучение осуществлялось на микроскопе Olympus BX53F. Для этих целей было изготовлено 74 петрографических шлифа.

Дифференциально-термический анализ

Термический анализ использовался с целью определения глинистых минералов и исследований химических реакций, происходящих в минералах при их нагревании. Такие реакции сопровождаются тепловыми эффектами выделения и поглощения тепла. Кривые нагревания, полученные по результатам исследований, позволяют судить о характере и интенсивности тепловых эффектов и дают возможность использовать данный метод для проведения качественного и количественного фазового анализа минеральных образований.

Термогравиметрический анализ. Метод заключается в непрерывном нагревании исследуемого образца и одновременном непрерывном взвешивании. На кривых обезвоживания регистрируются интервалы потери массы вещества. Это позволяет детально определить минеральный состав глинистой составляющей.

В этих целях использовался совмещенный ТГА-ДСК-ДТА анализатор SDT Q600 в научно-исследовательском центре ТПУ (оператор Т.П. Морозова). Прибор позволяет производить измерения в диапазоне температур до 1500°С. Было проанализировано 180 образцов.

Расшифровка результатов комплексного дифференциально-термического анализа проводилась автором. Для заверки полученных данных были повторно изучены отдельные образцов методом ДТА в Западно-Сибирском испытательном центре, г. Новокузнецк.

Рентгено-структурный анализ

Рентгеноструктурный анализ проводился с целью заверки результатов термического анализа, а также для получения более подробной информации о минералах глинистой фракции и смешаннослойных образованиях. Анализ выполнялся для идентификации минералов на основе параметров кристаллической решетки.

Данным методом проанализировано 11 образцов. Анализ выполнялся в Институте геологии и минералогии СО РАН г.Новосибирск, оператор д.г-м.н. Э.П. Солотчина.

Полученные результаты позволили более детально изучить минералы тонкодисперсной фракции, определить состав глинистых минералов и их процентные соотношения.

Атомно-абсорбционный анализ

Атомно-абсорбционный анализ применялся для определения содержаний золота в образцах, взятых из разных фракций крупности, а также окварцованных зон и метасоматически изменённых пород. Достоинства атомно-абсорбционного анализа - простота, высокая селективность и малое влияние состава пробы на результаты анализа. Ограничения метода - невозможность одновременного определения нескольких элементов при использовании линейчатых источников излучения и, как правило, необходимость переведения проб в раствор.

Исследования были выполнены на кафедре геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Томского политехнического университета в лаборатории «Золото-платина». Для этих целей использовался комплексный атомно-абсорбционный спектрометр фирмы Varian (аналитик А.Н. Кряжов). Всего методом атомно-абсорбционного анализа было исследовано 25проб.

Рентгено-флуоресцентный анализ

С целью геохимической характеристики выделенных зон остаточной коры выветривания было проведено количественное определение основных породообразующих элементов по профилю коры выветривания методом рентгенофлюоресцентного анализа (РФА). РФА как метод реализации силикатного анализа выполнялся автором с использованием микроанализатора HORIBA X-Ray Analytical Microscope XGT 7200, оснащенного энергодисперсионным детектором с пределом обнаружения химических элементов до 0,01 %. Данный прибор позволяет делать качественный и количественный химический анализ в диапазоне измерения элементов от натрия до урана, а также анализировать распределения элементов с использованием функции картирования [76]. Анализировались подготовленные препараты (таблетки) при параметрах: напряжение 50 кВ, сила тока 0,5 мА, время сканирования 100 с, площадь сканирующего луча 1,2 мм. Таблетки изготавливались следующим образом: истертая проба спрессовывалась под гидравлическим прессом, после чего спекалась в муфельной печи в течение 9 часов при температуре 900 °С. Пробы были отобраны из керна скважин с интервалом опробования 1 метр.

Всего было проанализировано 48 образцов по три определения в каждом из них. В результате были получены содержания основных петрогенных элементов в оксидной форме.

Атомно-эмиссионный

Метод атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой

применялся для определения содержаний 29 основных элемента по профилю коры выветривания.

Анализировались истертые пробы, отобранные из скважин с интервалом опробования 2 м.

Работы проводились в Научно-Аналитическом центре НИ ТПУ (аналитик Л.А. Костикова) на атомно-эмиссионном спектрометр iCAP 6300 Duo. Всего было выполнено 47 анализов на 29 элементов.

Силикатный анализ

С целью изучения вещественного состава горных пород проводился силикатный анализ, который был выполнен с использованием широкого спектра титриметрических и фотометрических методов.

Анализ проводился в лаборатории ОАО «Западно-Сибирский испытательный центр». Всего было проанализировано 20 проб с определением 11 оксидов, серы, диоксида углерода и бора.

Масс-спектральный анализ с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS)

ICP-MS - один из мощнейших способов качественной идентификации веществ и его количественное определение.

Данный вид исследований проводился на масс-спектрометре ELAN-9000 DRC-e (аналитик Т.А. Филипас) в химико-аналитическом центре «Плазма», г. Томск. Всего было проанализировано 45 проб на определение 60 элементов.

Пробирный анализ

Пробирный анализ выполнялся с целью определения содержаний золота в вертикальном разрезе коры выветривания. Пробы отбирались из скважин с интервалом опробования 1 м и шурфо-скважин с шагом опробования 0,5 м.

Результаты анализов были предоставлены Минусинской геологоразведочной экспедицией.

По результатам проведенных работ, на третьем этапе, были выполнены геохимические исследования с использованием коэффициентов выветривания по методике Я.Э. Юдовича и М.П. Кетриса (2000), Е.В. Склярова и соавторов (2001) и И.И. Гинзбурга (1963) с дополнениями автора. Математическая обработка полученных результатов с применением факторного и кластерного анализов позволила выявить устойчивые ассоциации петрогенных элементов путем вычисления матрицы факторных нагрузок.

Таким образом, изучение химического состава пород по профилю коры выветривания позволило установить главные ассоциации элементов и их взаимоотношения.

Проведенные минералогические и петрографические исследования позволили установить особенности минерального состава, структурные особенности исходных пород, диагностировать приуроченность золотой минерализации к определенным частям сформированной коры выветривания.

Растровая электронная микроскопия

В целях углубления знаний о морфологии золота, характере поверхностей и контактов с другими зернами было выполнено выборочное изучение золота с использованием электронной микроскопии. Для этого под бинокуляром из отобранного золота выбиралось по 10 – 15 наиболее характерных золотин из каждой пробы. Золотины сажались на липкую поверхность по рядам. Параллельно велась зарисовка препарата для получения возможности ориентироваться в выборке в дальнейшем. Электронно-микроскопические исследования выполнены в Иститute геологии и минералогии СО РАН методом сканирующей электронной микроскопии (SEM) на приборе Jeol-100C с энергодисперсионной приставкой Kevex-Ray, позволяющей качественно оценить состав минералов. В процессе исследований проводилась съемка деталей поверхности и границ зерен, а также качественное определение состава по всей площади зерен и в точках, которые предварительно были намечены в процессе

изучения под бинокуляром. Особое внимание уделялось разнообразным включениям в золоте, визуально наблюдаемым неоднородностям и т.п.

Микроспектральный зондовый анализ

На заключительной стадии были сделаны микрозондовые анализы для выявления количественных соотношений между золотом и элементами-примесями (среди элементов-примесей определялись медь, серебро и ртуть). Золото анализировалось в полированных шашках микрорентгеноспектральным анализом на микрозонде MS-46 “Cameca” в Институте геологии и минералогии СО РАН. Для этого препараты, приготовленные для электронно-микроскопических исследований, помещались в шашку и заливались эпоксидной смолой и были приполированы на алмазных пастах. Эпоксидная смола с отвердителем смешивалась по технологии Ю. И. Маликова (1984) для токопроводящих минералов, шашка готовилась и шлифовалась по его же технологии по первому способу.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПОРОД ОЛЬХОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТЫХ ПО НИМ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Ольховско-Чибижекский рудный район занимает северо-западную окраину Восточного Саяна и располагается в пределах Кизир-Казырской структурно-формационной зоны Восточного Саяна, которая на северо-востоке имеет тектонический контакт с байкалидами Дербинской структурно-формационной зоны, на западе ограничивается Минусинским межгорным прогибом девонского возраста, а на юго-западе, через Кандатский глубинный разлом граничит со структурами Западного Саяна. Для него характерен двухъярусный геологический разрез: нижний ярус представлен нижнекембрийскими карбонатными, а верхний – вулканогенными толщами, прорванными плутоническими образованиями Ольховского габбро-диорит-гранодиоритового и Беллыкского гранитоидного комплексов, которые образуют крупные и удлиненные в плане батолитовые массивы (рис. 2)

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ масштаба 1 : 200 000

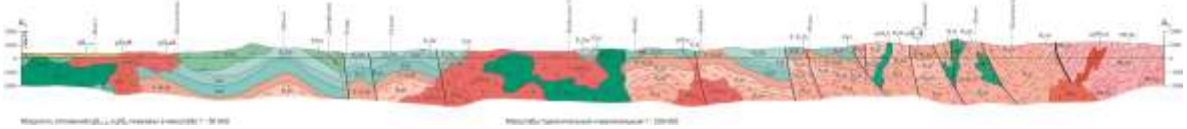
Издание второе

Минусинская серия

N-46-XVI (Артемовск)

1 : 200 000

РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А–А₁



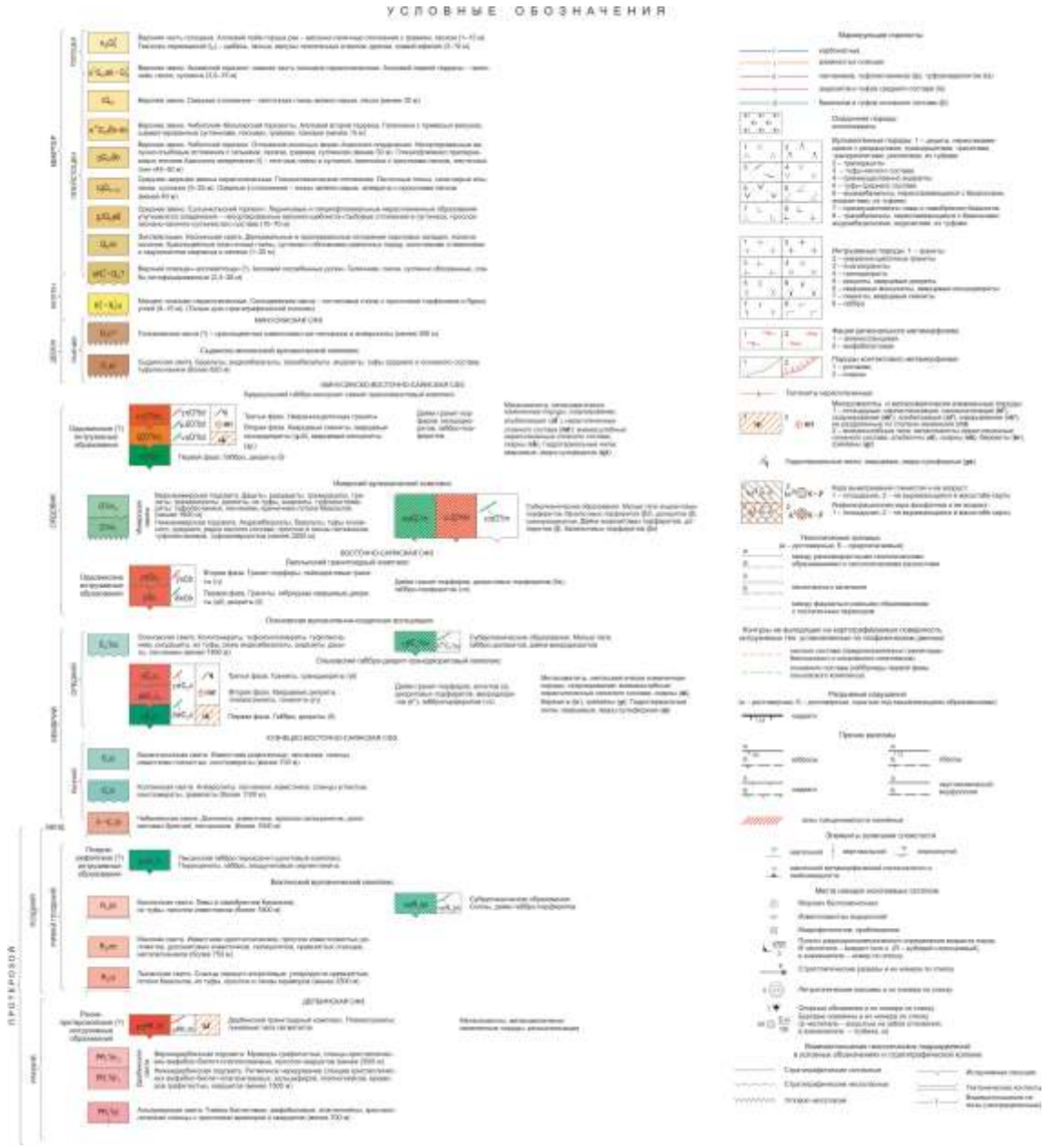


Рисунок 2. Обзорная геологическая карта Ольховско-Чибижекского рудного района М:200000

3.1. Стратиграфия

В стратиграфическом разрезе принимают участие нижнепротерозойские, верхнерифейские, венд-нижнекембрийские, среднекембрийские, ордовикские, нижнедевонские, мел-палеогеновые и неоген-четвертичные образования.

Разрез стратифицированных образований начинается алыгджерской и дербинской свитами нижнего протерозоя, выделенными в пределах Дербинской структурно-формационной зоны (СФЗ).

Широко развиты верхнерифейские отложения в объеме лысанской, манской, бахтинской свит в Сисим-Кизирской подзоне Кузнецко–Восточно-Саянской СФЗ, палеонтологически охарактеризованные венд–нижнекембрийские отложения в объеме чибижекской, колпинской и балахтисонской свит. Среднекембрийские вулканогенно-терригенные отложения осиновской свиты Восточно-Саянской СФЗ имеют широкое распространение в центральной части площади. Отложения Минусинско-Восточно-Саянской СФЗ представлены вулканогенными образованиями имирской свиты ордовика. Нижнедевонские отложения Минусинской СФЗ развиты ограниченно и выделены в объеме вулканогенных образований сыдинской и красноцветных терригенных отложений толтаковской свит. Разрез стратифицированных образований завершают мел-палеогеновые образования кор выветривания, неогеновые отложения слюсаревской свиты и четвертичные образования

3.1.1. Протерозой

Отложения выделены в объеме нижнего протерозоя в Дербинской СФЗ и верхнего протерозоя в Кузнецко–Восточно-Саянской СФЗ.

Нижний протерозой

Нижнепротерозойские отложения выделены в Дербинской СФЗ в объеме алыгджерской и дербинской свит в междуречье Прямой Балахтисон – Большой Арзыбей, Крол на площади около 130 км^2. Породы смяты в протяженные изоклинальные складки северо-западного направления.

Алыгджерская свита распространена весьма ограниченно в бассейне р. Большой Арзыбей. Выделена из состава дербинской свиты по материалам [99, 85]. Представлена гнейсами биотитовыми, амфиболовыми, плагиогнейсами темно-серыми, мелкозернистыми, тонкополосчатыми (>80%), кристаллическими сланцами (<20%) с прослоями мраморов и кварцитов. Подошва свиты неизвестна,

кровля согласно перекрыта отложениями дербинской свиты. Породы свиты имеют северо-западное простирание и крутые углы падения, слагают ядерную часть антиклинальной структуры, осложненной интрузиями дербинского комплекса и более мелкими складками [19].

Дербинская свита. Отложения свиты занимают основную часть Дербинской СФЗ, слагая протяженные изоклинальные складки. По литологическому составу свита разделена на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Нижнедербинская подсвита распространена в бассейнах рр. Большой Арзыбей, Прямой Балахтисон. Представлена ритмичным чередованием амфибол-плагиоклазовых, амфибол-биотит-плагиоклазовых, биотит-кварц-плагиоклазовых кристаллических сланцев, кальцифиров, плагиогнейсов (~60%), графитистых мраморов (~40%) и кварцитов. Мощность по разрезу около 1500 м [85].

Верхнедербинская подсвита распространена в бассейне реки Крол и водоразделе рр. Большой Арзыбей-Прямой Балахтисон, слагая ядра синклинальных складок и крылья антиклинальных. Представлена графитистыми мраморами (> 80 %), амфибол-биотит-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами (< 20 %), реже с прослоями кварцитов. Мощность ориентировочно составляет менее 2000 м [20].

Образования алыгджерской и дербинской свит определяются как плагиогнейс-сланцево-мраморная формация [11].

Верхний протерозой

Верхний рифей

Верхнерифейские отложения в Кузнецко–Восточно-Саянской СФЗ представлены образованиями лысанской, манской и бахтинской свит Сисим-Кизирской подзоны. Для этих отложений характерна зеленосланцевая фация регионального метаморфизма. К полям развития верхнерифейских отложений приурочены выходы пород габбро-пироксенит-дунитовой формации лысанского комплекса. Образования верхнего рифея на площади палеонтологически не охарактеризованы. Лысанская свита (R_3ls) распространена в бассейнах рр. Сыда,

Джебь, Сисим, Балахтисон, обнажаясь в ядрах небольших линейных антиклинальных складок. Небольшие выходы обнаруживаются в тектонических «окнах» в бассейнах рр. Колпа, Шинда и Кизир. Нижняя граница не установлена, согласно перекрывается известняками манской свиты. В верхней части среди сланцев свиты появляются прослойки и линзы кристаллических известняков. Свита представлена зелеными, серыми, темно-серыми серицит-хлоритовыми, углеродисто-кремнистыми и др. сланцами, согласными телами рассланцованных базальтов, их туфами, с прослоями и линзами мраморизованных известняков.

Выше разрез наращивается зеленовато-серыми, табачно-серыми серицит – хлорит-кремнистыми, серицит-хлоритовыми сланцами с прослоями до 40 м, метабазальтов и их туфов, глинистых сланцев и темно серых известняков. Мощность свиты здесь достигает максимальной и составляет 2500 м. В других разрезах свиты встречаются пачки, прослои и линзы мощностью до 100 м углеродисто-кремнистых, углеродисто-кремнисто-серицитовых сланцев, рассланцованных туфов основного состава, темно-серых, серых мраморизованных известняков и мраморов, редко– глинистых сланцев и кремнистых пород. Для отложений характерна интенсивная рассланцовка, часто наблюдаются микроскладки в виде мелкой гофрировки.

Отложения лысанской свиты вместе с карбонатными породами манской свиты составляют карбонатно-кремнисто-базальтовую формацию. По стратиграфическому положению, степени метаморфизма и возрасту свита сопоставляется с палеонтологически охарактеризованными верхнерифейскими отложениями урманской свиты Красноярской подзоны.

Манская свита развита в верховьях рек Балахтисон, Таежный Сисим, Крол, в бассейне руч. Теплый, обнажаясь в ядерных частях синклинальных структур в полях развития отложений лысанской свиты. Небольшие выходы также отмечаются на правом борту р. Кизир. Основные разрезы свиты сложены темно-серыми, черными углеродистыми мелкокристаллическими известняками с редкими пачками и прослоями до 30 м серых известняков, маломощными прослоями углеродисто-кремнистых, глинистых сланцев, в некоторых разрезах

отмечаются прослои хлоритовых сланцев, силицилитов и метапесчаников. Породы свиты согласно залегают на подстилающих отложениях лысанской свиты с постепенным переходом [31].

Мощность свиты по разрезу составляет 750 м. Под воздействием интрузий известняки мраморизуются, окремняются и становятся светлее.

Отложения свиты прорываются габброидами и пироксенитами лысанского комплекса верхнерифейского возраста.

Бахтинский вулканический комплекс

Включает вулканические породы бахтинской свиты и субвулканические образования.

Бахтинская свита (R_3bh) развита в бассейнах рр. Сисим, Ничка, на водораздельных частях рек Колпа-Сисим и Тарбатка-Каспа. На листе поля развития свиты везде ограничены тектоническими нарушениями. Свита представлена лавами и лавобрекчиями базальтов с прослоями туфов базальтов и андезибазальтов, кремнистых сланцев и известняков. В отдельных разрезах наблюдаются редкие и маломощные линзы и горизонты андезитов и риодацитов. Эффузивы рассланцованы, амфиболизированы, в зоне крупных разломов часто превращены в амфибол- хлоритовые сланцы [31].

Мощность свиты по разрезу составляет 1600 м.

Субвулканические образования ($\nu\pi$ R_3bh) выделены в виде силлов и даек, в полях развития лысанской и бахтинской свит и представлены мелко-среднезернистыми габбро-порфиритами.

Вместе с породами бахтинской свиты они изменены в зеленосланцевой фации метаморфизма. По петрохимическим характеристикам, генетически и пространственно тесно связаны с вулканическими породами бахтинской свиты, с которыми образуют бахтинский базальтовый вулканический комплекс.

3.1.2. Венд-нижний кембрий нерасчлененные

Отложения представлены существенно карбонатными осадками в объеме чибижекской свиты.

Чибижекская свита (V-Є$_1$*čb*) обнажается в верховьях рек Чибижек, Джебь, Сисим, в бассейнах рек Бол. Джебарты, Павловка, Шинда, Балахтисон. Породы свиты представлены доломитами, доломитовыми известняками, известняками с редкими маломощными прослоями карбонатных брекчий, кремней, песчаников, алевролитов. Граница с нижележащими верхнерифейскими отложениями тектоническая. Несогласно перекрываются черными тонкополосчатыми известняками и углисто-глинистыми сланцами колпинской свиты

В большинстве разрезов в их нижних частях преобладают серые доломиты, известняки имеют резко подчиненную роль. Максимальная мощность нижней доломитовой части достигает до 200 м. [20].

В экзоконтакте с Ольховским массивом с отложениями свиты связано золотое оруденение, а с корой выветривания по отложениям свиты – промышленные скопления фосфорита и марганца.

3.1.3. Кембрийская система

Кембрийские отложения занимают значительную часть площади в центральной части Сисим-Казырского синклинория, внутреннее строение которого осложнено многочисленными разрывными нарушениями и массивами разновозрастных интрузивных пород. По палеонтологическим остаткам и стратиграфическому положению разделены на нижний с карбонатно-терригенными отложениями и средний с вулканогенно-осадочными отложениями, отделы.

Нижний отдел

Представлен карбонатно-терригенными отложениями. Выделяются колпинская –преимущественно терригенная и балахтисонская–преимущественно карбонатная свиты. Для нижнекембрийских отложений характерен несколько сглаженный мелкогрядевый, массивный рельеф с древовидным рисунком гидросети.

Колпинская свита (Є$_1$*kl*) протягивается в виде полосы в северо-западном направлении от р.Шинда по бортам рр.Колпа и Сисим к устью р.Сейба.

Отложения свиты также обнажаются в бассейнах рек Чибижек, Кизир, Нырда, где с конгломератами в основании залегают на карбонатах чибижекской свиты и согласно перекрывается светлыми известняками балахтисонской свиты. Породы представлены темно-серыми, черными, зеленовато-серыми алевролитами, аргиллитами, углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми, углисто-карбонатно-глинистыми сланцами, песчаниками, черными и темно-серыми известняками. В основании свиты наблюдаются конгломераты и гравелиты.

Мощность свиты по разрезу составляет более 1000 м

Породы свиты в экзоконтактах с интрузивными телами ольховского и буеджульского комплексов, где подвержены метасоматическим изменениям, создают благоприятные условия для локализации оруденения Fe и Au.

Балахтисонская свита ($Є_1bl$) совместно с отложениями колпинской свиты развита в бассейнах рр. Шинда, Балахтисон, Сисим, Кизир, руч. Светлая, также в виде отдельных эрозионных окон среди отложений осиновской свиты в бассейне р. Джебь и в виде ксенолитов в Ольховском и Канзыбинском массивах. Согласно залегает на отложениях колпинской свиты и несогласно перекрывается туфогенно-осадочными отложениями осиновской свиты среднего кембрия. Представлена рифогенными известняками светлыми массивными, реже темно-серыми слоистыми, в том числе глинистыми и брекчиевидными, известково-глинистыми сланцами и песчаниками. Нижняя часть сложена переслаиванием темно-серых известняков, глинистых известняков, известково-глинистых сланцев, алевролитов с прослоями известковистых песчаников и конгломератов**.** Верхняя часть свиты сложена массивными светлыми известняками, с невыдержанными прослоями карбонатно-глинистых сланцев. Иногда эти известняки по простиранию переходят в брекчиевидные известняки и известняковые брекчии. Отложения свиты не выдержаны, часто фациально замещаются друг с другом. Мощность свиты достигает 700 м.

В экзоконтактах с плутоническими телами карбонатные породы свиты, где мраморизованы и участками скарнированы, благоприятны для локализации

оруденения Fe и Au, а с корой выветривания по отложениям свиты связаны повышенные содержания марганца.

Средний отдел

Включает в себя осиновскую вулканогенно-осадочную ассоциацию, в объеме осиновской свиты и субвулканических образований.

Осиновская свита ($€_2$?*os*) является составной частью осиновской вулканогенно-осадочной ассоциации и заполняют центральные части Сисим-Кизирского синклинория. В основном распространена в бассейнах рек Кизир, Чибижек, Джебь, Каспа, Белая, Шинда, в полях распространения венд-нижнекембрийских отложний, местами в виде эразионных окон среди вулканогенных образований имирской свиты ордовика. Отложения свиты дислоцированы, образуя складки с крыльями до 1000 метров. Несогласно, с конгломератами и туфоконгломератами в основании залегают на известняках балахтисонской свиты и несогласно перекрываются базальтами нижнеимирской подсвиты ордовика. Свита представлена зелеными, лиловыми, красноцветными, серыми конгломератами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, риолитами, риодацитами, дацитами, андезитами и их туфами, туффитами.

Отложения свиты благоприятны для локализации золото-сульфидно-кварцевых и магнетитовых оруденений в экзоконтактах интрузивных тел. Формационно относятся к вулканогенно-молассовым образованиям орогеннего этапа.

Субвулканические образования (νβ, δm$€_2$?*os*) являются составной частью осиновской вулканогенно-осадочной ассоциации и представлены габбродолеритами и микродиоритами. Тела линейные, обычно в форме силлов (размерами до 2,0 х 0,6 км) и даек, залегают в полях развития осиновской свиты. Контакты с вмещающими отложениями рвущие, частично согласные, резкие. Краевые части тел сложены тонко-, мелкозернистыми породами, а центральные – среднезернистыми с пофировидными разностями. Габбродолериты темно-серые, черные, зеленоватого оттенка породы с габбродолеритовой, долеритовой, реже

микрогаббровой структурой основной массы, сложенной андезин-лабрадором, авгитом, частично замещенным зеленой роговой обманкой, биотитом, бурой роговой обманкой и рудными минералами. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, цоизитом, карбонатом и кварцем. Структурно-текстурные особенности и условия залегания позволяют отнести их к гипабиссальному комплексу габбродиоритовой формации, комагматичным вулканическим породам осиновской свиты.

3.1.4. Ордовикская система

Представлена вулканическими породами имирской свиты и субвулканическими образованиями, которые слагают имирский вулканический комплекс.

Имирский вулканический комплекс

Имирская свита (O?*im*). Вулканогенные породы свиты структурно несогласно залегают на осиновской свите среднего кембрия и на более древних образованиях и несогласно перекрываются вулканитами сыдинской свиты раннего девона.

По петрохимическому и литологическому составу свита расчленяется на две подсвиты: нижнеимирскую - вулканиты основного состава и верхнеимрскую - вулканиты среднего-кислого состава с умереннощелочным уклоном. Нижнеимирская подсвита (O?im_1) сложена серовато-зелеными, зеленовато-лиловыми, вишнево-серыми, темно-серыми андезибазальтами, базальтами, нередко с субщелочным уклоном, туфами основного, среднего, редко кислого составов, с прослоями и линзами туфопесчаников, песчаников и алевролитов. В некоторых разрезах встречаются андезиты.

Мощность подсвиты по разрезу составляет 2480 м.

Верхнеимирская подсвита (O?im_2) представлена дацитами, риодацитами, трахидацитами, трахириолитами, риолитами, их туфами, андезитами. В разных частях разреза отмечаются горизонты туфопесчаников, песчаников, алевролитов, туфоконгломератов, также единичные потоки базальтов. Подсвита согласно

залегает на породах нижнеимирской подсвиты. Контакт между ними проводится по появлению мощных потоков дацитов. Несогласно перекрывается трахибазальтами сыдинской свиты раннего девона.

Мощность подсвиты по разрезу составляет 1790 м.

Субвулканические образования (*απ, τλζO?im*). Являются составной частью имирского вулканического комплекса. Слагают малые тела (штоки, этмолиты, некки, трещинные тела) площадью до 8 км^2 и дайки (до 3х50 м) в полях развития вулканогенных образований имирской свиты в Минусинско-Восточно-Саянской СФЗ. Представлены андезитовыми порфиритами, базальтовыми порфиритами, долеритами, трахириодацитами. [31].

По петрографическим, петрохимическим и геохимическим характеристикам субвулканические образования идентичны соответствующим вулканитам имирской свиты. Возраст принимается ордовикским.

3.1.5. Девонская система

Нижний отдел

Вулканогенные отложения, развитые в западной части листа, по литологическому составу и стратиграфическому положению сопоставляются с породами сыдинской свиты, а красноцветные терригенные – с отложениями толтаковской свиты нижнего девона. Образования на листе палеонтологически и радиологически не охарактеризованы.

Сыдинская свита (D_1sd) Сложена трахибазальтами, базальтами, андезибазальтами, редко андезитами, выклинивающимися горизонтами туфов среднего и основного составов, линзами туфопесчаников. Породы свиты залегают с угловым несогласием, с относительно пологими углами (до 30°), местами с линзами туфопесчаников и песчаников в основании на отложениях верхнеимирской подсвиты и слагают синклинальную складку.

Мощность свиты по разрезу 820 м.

Породы свиты относятся к трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации, образовавшейся в условиях континентальных рифтов или

тектономагматической активизации областей завершенной складчатости. Нижняя граница определяется несогласным залеганием свиты на отложениях верхнеимирской подсвиты ордовика [20].

Толтаковская свита (D_1tl?) выделена условно и сложена песчаниками шоколадно-коричневого цвета полимиктовыми от средне- до тонкозернистых с известковистым цементом и алевролитами. Среди них встречаются линзы и прослои мощностью до 1 см, тонкозернистых песчаников и алевролитов зеленого цвета, часто с косой слоистостью. Отложения залегают под углами 15-20° и слагают небольшую мульдобразную структуру, северное крыло которой срезано Азыртальским взбросом. Из-за большой мощности перекрывающих рыхлых отложений непрерывные разрезы отсутствуют. Неполная мощность свиты составляет 300 м.

3.1.6. Меловая - палеогеновая сситемы нерасчлененные коры выветривания (K-P)

Образования остаточных кор выветривания (КВ) мел – палеогенового возраста широко развиты на изучаемой площади. К этому возрастному интервалу относятся остаточные КВ различных морфологических типов: площадные, линейные и карстово-инфильтрационные.

Площадные КВ пользуются максимальным развитием. Фрагментарно отмечаются на древних денудационных поверхностях выравнивания и их пологих склонах (Манское белогорье), где перекрыты маломощными (1-8 м) образованиями квартера.

По минеральному составу образования КВ характеризуются отчетливой вертикальной зональностью. Остаточная кора выветривания, сформированная на гранитах и гранодиоритах, характеризуется развитием полного профиля выветривания, в составе которого выделяются три основные зоны снизу вверх: 1) дресвяно-щебенистая зона, 2) монтмориллонит-гидрослюдистая с каолинитом, в еденичных пробах отмечается нонтронит с примесью гидромусковита и

вермикулита, 3) каолиновая с охристыми включениями гидроокислов железа и марганца. [наша статья].

О возрасте кор выветривания нет единого мнения, большинством исследователей они отнесены к мезозойско - кайнозойским образования [91, 145].

3.1.7. Неогеновая система

Миоцен – плиоцен (N_1-N_2)

Слюсаревская свита (N_1^2-N_2^1*sl*) была выделена по данным бурения в переуглубленных частях Каспинской впадины. Отложения представляют собой продукты переотложения кор выветривания в озерных, озерно-болотных условиях. Залегают на отложениях остаточной коры выветривания, реже – на невыветрелой поверхности коренных пород.

Минеральный состав глин – гидрослюдисто-каолинитовый, монтмориллонит-каолинитовый. Отложения насыщены обугленными растительными остатками, спорами и пыльцой.

Особенностью свиты является господство глинистых пород, для которых типичны блеклые зеленые, серые, темно-серые и синеватые тона.

Погребенный аллювий. Залегает на невыветрелой поверхности коренных пород. Представлен пестроцветными глинами с валунами и галькой (до 60 %), выветрелыми до глинистого состояния, отличающимися лишь по цвету и округлой форме. Размеры обломочного материала от 3-4 см до 10-30 см. Отмечаются прослои мелкогалечно-гравийного состава. Состав глин преимущественно каолинитовый. Мощность аллювия 12-16 м. Возраст принят на основании перекрытия желто-бурыми суглинистыми отложениями каспинской свиты эоплейсто цена[20].

3.1.8. Неогеновая – четвертичная системы нерасчлененные

Верхний плицен – эоплейстоцен

Аллювий погребенных долин отмечался на водоразделе рек Колпа – Сисим, в левом борту реки Чибижек, ниже устья р. Безымянка, в правом борту р.

Балахтисон. Представлен галечниками, песками, глинами обохренными, слаболитифицированными, мощностью 2,4-26 м. В Нижне-Чинжебинской впадине древний аллювий залегает на КВ, представлен валунно-галечно-песчаным материалом с прослоями алевритового, песчано-гравийного состава. Окатанность и сортировка хорошая.

Мощность отложений 1-26 м. Перекрываются покровными лессовидными суглинками [31].

3.1.9. Четвертичная система

Эоплейстоцен

Каспинская свита ($Q_E ks$). Образования представлены продуктами переотложения площадных и линейных кор выветривания делювиально-пролювиального генезиса на древних склонах и озерно-аллювиального во впадинах. Образования залегают либо на невыветрелых коренных породах, либо на остаточных корах выветривания и во впадинах перекрывают отложения слюсаревской свиты. Делювиально-пролювиальные образования сложены красноцветными, плотными, пластичными глинами с обломками (до 40%) различных пород, каменистых железистых бокситов, лимонитов, с оолитовыми стяжениями гидроокислов железа, марганца. Во впадинах – красноцветными глинами, суглинками, супесями озерно-аллювиального генезиса. Мощность свиты 1-8 м до 30 м. Минералогический состав глин разнообразен: монтмориллонит-каолинитовый в нижней части разреза, выше – гидрослюдисто-каолинитовый, в самых верхах – каолинитовый с гидроокислами железа.

Неоплейстоцен

Отложения представлены озерными, озерно-аллювиальными образованиями и аллювием погребенных долин.

Озерные отложения (lI) развиты в пределах Каспинской впадины, в долине р. Белая. Залегают на отложениях каспинской свиты эоплейстоцена, коре выветривания, реже – на коренных породах. Перекрываются ледниковыми и

гляциофлювиальными образованиями Улугхемского оледенения, покровными лессовидными суглинками. Представлены плотными, пластичными коричневыми, коричнево-серыми, серыми глинами, голубовато-серыми алевритами с четкой горизонтальной слоистостью [130].

Аллювиально-озерные отложения (alI) отмечаются в Нижне-Чинжебинской впадине. Залегают на отложениях древнего аллювия, перекрываются ледниковыми и гляциофлювиальными образованиями среднего неоплейстоцена. Сложены темно-серыми глинами с прослоями средне-крупнозернистого сыпучего песка, гравия, мелкой гальки, дресвы.

Аллювиальные отложения (aI) отмечались в Нижне-Чинжебинской, Нырдинской впадинах, в правом борту р. Шинда. Залегают на коренных породах, коре выветривания или отложениях древнего аллювия, перекрываются ледниковыми, флювиогляциальными отложениями Кахемского и Азасского оледенений. Представлены сероцветными песчано-галечными отложениями с валунами, гравием, дресвой. Мощность 4,4-15 м.

Среднее– верхнее звенья нерасчлененные

Отложения представлены гляциолимническими и озерными образованиями.

Гляциолимнические отложения отмечаются на юге площади в долинах рек Белая, Тахтаты, руч. Имиссик, занимая понижения в рельефе, выпаханные льдом. Залегают на ледниковых и флювиогляциальных отложениях Улугхемского и Кахемского оледенений, иногда на коренных породах. Перекрываются покровными лессовидными суглинками. Представлены ленточными глинами, сине-серыми илами, песками, суглинками. Мощность 5-35 м. [20].

Озерныеотложения выделены в Нижне-Чинжебинской впадине, в долинах р. Верхняя Чинжеба, руч. Самошкин, Баданка, Иловатый. Залегают на ледниковых и гляциофлювиальных отложениях Кахемского оледенения. Представлены зелено-серыми, синими глинами, алевритами с прослоями песков,

иногда с сезонной слоистостью, небольшой примесью мелкообломочного материала в основании [31].

Верхнее звено неоплестоцена - голоцен

Аккемский горизонт - нижняя часть голоцена. Отложения представлены аллювием I надпойменной террасы, развитой в долинах рр. Кизир, Джебь, Шинда и их притоков. Терраса аккумулятивная с высотой уступа 4-8 м. В составе галечники, пески, суглинки мощностью 3,5-15 м.

Отложения золотоносны, частично перемыты в ходе старательской добычи.

Техногенные отложения разделены на перемывные и насыпные. Техноген перемывной отмечается по долинам рек Сисим, Каспа, Тарбатка, Колпа, Павловка, Чибижек и его притокам, по которых отрабатываются россыпи. Валунно-галечно-щебнистые отложения образуют отвалы высотой 3-10 м и многократно перемыты. В основном лишены тонкообломочной связующей массы, в долинах р.р Каспа, Тарбатка - с примесью глины. По р. Ольховка представлены мелкообломочными дресвяно-гравийными образованиями эфелей Артемовской обогатительной фабрики.

Аллювиальные отложения пойм горных рек широко развиты по всем рекам района. Аллювий рек средне-низкогорья, в основном, находится в инстративной стадии развития, характеризуется преобладанием крупного материала над мелким, преимущественным развитием русловых фаций, хорошей окатанностью и слабой сортировкой материала. Отложения золотоносны, перемыты старателями.

Нерасчлененные отложения

Делювиальные и пролювиальные отложения отмечаются в истоках рек, в верховьях водосборных воронок, вдоль палеодолин древних рек, где они образуют сплошные присклоновые шлейфы, сформированные совместным

участием процессов плоскостного смыва и сезонных русловых стоков. Мощность 2-10 м.

Делювиальные и солифлюкционные отложения покрывают останцовые возвышенности в областях развития ледниковых и гляциофлювиальных отложений. Представлены суглинисто-щебнистыми, глинисто-щебнистыми отложениями мощностью 2-5 м.

Элювиальные и солифлюкционные отложения отмечаются на широких выположенных водоразделах Манского белогорья с абс. отм. 1000-1200 м в поле развития метаморфизованных пород протерозоя. Сложены слабоперемещенными щебнем, глыбами в глинистом цементе. Мощность 2-5 м.

Коллювиальные и солифлюкционные отложения отмечаются на крутых и средней крутизны склонах в среднегорной части в пределах Манского белогорья. Представлены глыбово-щебнистыми отложениями с суглинками, глинами мощностью 2-5 м.

Элювиальные и делювиальные отложения приурочены к выположенным водоразделам низкогорья и впадин. Имеют мощность 0,2-5 м и представлены щебнистым материалом, дресвой, суглинками.

3.2. Интрузивный магматизм

Площадь находится в области сопряжения Дербинского антиклинория, Лысанского прогиба, Сисим-Казырского синклинория, Сыдо-Ербинской и Южно-Минусинской впадин, где проявлены разнообразные по возрасту и составу интрузивные образования, занимающие около 40% площади. В становлении и размещении интрузий большую роль играют зоны тектонических нарушений СЗ направления, контролирующие большинство массивов. Выделяются раннепротерозойские, позднерифейские, среднекембрийские и ордовикские интрузивные образования нарушений СЗ направления, контролирующие большинство массивов.

Раннепротерозойские интрузивные образования

Дербинский гранитоидный комплекс Развит в метапородах алыгджерской и дербинской свит Дербинской СФЗ в междуречье рр. Крол-Большой Арзыбей. Представлен согласными, субсогласными и реже секущими артеритовыми телами мощностью от 0,2 м до 50 м, а также акмолитоподобными массивами размерами до 1,0х4,5 км, которые структурно приурочены к осевым частям изоклинальных складок. Контакты с вмещающими породами четкие, прямолинейные, реже извилистые. Экзоконтактовые изменения незначительны, выражены в перекристаллизации мраморов и ороговиковании сланцев. Ширина ореолов измененных пород до 25 м. Комплекс представлен плагиогранитами, реже пегматитами. Плагиограниты в различной степени калишпатизированы до образования умереннощелочных двуполевошпатовых гранитов, которые выделяются некоторыми исследователями в самостоятельный позднерифейский комплекс [86].

Позднерифейские интрузивные образования

Лысанский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс Комплекс объединяет цепь линзовидных, линейных и жилообразных тел габбро-

пироксенит-дунитового состава в Лысанском прогибе Восточно-Саянской СФЗ. Все массивы комплекса линейно вытянуты и контролируются зоной глубинного Восточно-Саянского разлома. Вмещающими породами являются образования верхнего рифея. На флангах массивы постепенно выклиниваются, реже расщепляются на ряд мелких тел, занимающих пространство между соседними массивами.

Массивы сложены габбро, пироксенитами, аподунитовыми и апопироксенитовыми серпентинитами.

Внутренняя структура разных массивов имеет много общего. Характерной их особенностью является зонально-полосчатое внутреннее строение, обусловленное перемежаемостью полос габбро, авгитовых пироксенитов и серпентинитов в различной последовательности в плане и в разрезе. В разобщенных массивах и даже в пределах отдельных частей одного массива она проявляется по-разному.

Сравнительно редко в контактовых зонах наблюдается образование роговиков. В большей части случаев массивы приурочены к ядрам напряженных складок вмещающих пород верхнего рифея.

Петрографический состав пород комплекса варьирует от серпентинитов до габбро. Наиболее распространены габброиды. Среди них выделяются габбро роговообманковые, габбро меланократовые, габбронориты и их оливиновые и рудные разновидности.

Среднекембрийские интрузивные образования

Ольховский комплекс габбро – диорит - гранодиоритовый был выделен при производстве геологической съемки масштаба 1:200 000 с возрастом ранний палеозой [5]. В него были включены наиболее крупный Шиндинский плутон и Кордовский массив. Изучение ольховского комплекса всегда было актуальным в связи с тем, что в экзоконтактах его с кембрийскими отложениями находятся промышленные золоторудные месторождения – Ольховское,

Медвежье, Константиновское и другие более мелкие, объединяемые в Ольховско-Чибижекский рудный район.

Работы многих лет [89] позволили уточнить геологическое строение Шиндинского плутона, характеристики пород, их взаимоотношения, факторы золотоносности с целью решения генетических вопросов и перспектив золотооруденения. В результате этих работ в составе Шиндинского ареал - плутона были выделены массивы с собственными названиями: Чибижекский (или Екатерининский), хребта Москва, Ольховский, Нырдинский, Ничкинский, Чебулакский и другие. В состав комплекса также были включены пространственно разообщенные Канзыбинский и Кордовский массивы. Комплекс многофазный и вопрос о его объеме, составе и количестве фаз дискуссионен. Большинство исследователей объединяют гранитоиды, диориты и габбро в один трехфазный последовательно и закономерно дифференцированный габбро - диорит - гранодиоритовый (габбро-диорит-плагиогранитный) комплекс [86, 89].

Форма плутона определяется как межформационный лакколит [89]. Падение контактов более пологое, чем вмещающих пород, северный и южный контакты с углами 35-45° и 50-55° соответственно падают под массив.

Контактовые зоны осложнены многочисленными тектоническими нарушениями, значительная часть которых является догранитной. По ним гранитоиды выступами, заливами и длинными апофизами вдаются во вмещающие породы. Не вызывает сомнения, что массив является аллохтонным уплощенным телом с крутыми подводящими каналами и образовался в результате активного внедрения магм.

В целом массивы плутона имеют простое строение и сравнительно однородный состав.

Центральные части массивов сложены монотонными средне-крупнозернистыми биотит-амфиболовыми кварцевыми диоритами с постепенными переходами к тоналитам и плагиогранитам; либо однородными крупнозернистыми розово-светло-серыми гранодиоритами и гранитами. В эндоконтактовой полосе шириной 1-2 км развиты диориты кварцевые и

бескварцевые, амфиболовое габбро, переходные разности. Гранитоиды имеют с ними резкие рвущие инъекционные контакты, также отмечаются ксенолиты диоритов в гранитах, меланократовые шлиры как с резкими, так и расплывчатыми границами вплоть до теневых. Дайковые породы широко развиты как в массиве, так и вокруг него. По составу выделяются две группы: кислые и средне-основные.

Кислые дайки (гранит-порфиры, аплиты) распространены преимущественно внутри массива, редко в экзоконтактовой зоне. Дайки диоритовых порфиритов, микродиоритов и габбро-порфиритов преимущественно развиты в северном экзоконтакте.

Жильные образования представлены кварцевыми и кварц-сульфидными жилами. В северном экзоконтакте плутона широко развито скарнирование карбонатных пород. Ширина ореолов скарнирования достигает 600-900 м. Типичные скарны составляют до 10% среди скарнированных пород и образуют сравнительно небольшие (до сотен м^2) тела. Они имеют диопсидовый, гранат (гроссуляр-андрадит)-диопсидовый, гранат-амфиболовый (обыкновенная роговая обманка) состав с переменным содержанием эпидота, серпентина, везувиана и биотита. Отмечается вкрапленность пирротина, халькопирита, пирита, реже арсенопирита и золота.

В северном экзоконтакте массива интенсивно проявлены гидротермальные процессы с образованием метасоматитов сложного состава (альбитизация, эпидотизация, окварцевание, березитизация, хлоритизация, карбонатизация), которые вмещают тела сплошных и густовкрапленных сульфидных руд и кварцевые жилы с промышленными содержаниями золота. В южном экзоконтакте мощностью до 100 м скарнированные породы и скарны менее развиты и более обогащены магнетитом, вплоть до образования гранат-магнетитовых и магнетитовых скарнов.

Ордовикские интрузивные образования

Выделены в составе беллыкского и буеджульского комплексов.

Беллыкский гранитоидный комплекс. В комплекс объединены Верхнесыдинский, Балахтисонский, Восточно-Кордовский массивы и ряд более мелких тел гранитоидного состава в Дербинской и Восточно-Саянской СФЗ. Комплекс двухфазный, первая фаза представлена гранитами, гибридными кварцевыми диоритами и диоритами, вторая – гранит–порфирами, лейкократовыми гранитами, дайковая - гранит-порфирами, диоритовыми порфиритами, габбро-порфиритами.

Наиболее крупный Верхне-Сыдинский массив площадью около 150 км^2 расположен в северо-западной части площади листа, в бассейне верховьев р. Сыда. В плане форма массива конформна простиранию складчатых структур вмещающих толщ в субширотном направлении.

Вмещающими толщами являются породы верхнерифейской лысанской и нижнекембрийской балахтисонской свит, с которыми плутон имеет активные как прямолинейные, так и извилистые, с апофизами и заливами, интрузивные контакты. В экзоконтактах развиты кварц-полевошпатовые, кварц-альбит-биотитовые с мусковитом, эпидотом, актинолитом пятнистые роговики, нередко полосчатые за счет теневой слоистости вмещающих пород.

Плутон сложен, главным образом, биотит-роговообманковыми гранитами первой фазы. Небольшие тела диоритов, гибридных диоритов наблюдаются в эндоконтактовых и апикальных частях массива [31].

Балахтисонский массив площадью около 9 км расположен в верховьях р. Балахтисон в северо-восточной части площади в зоне Восточно-Саянского разлома. Резко дискорданен к вмещающим толщам нижнего протерозоя и верхнего рифея. Массив сложен биотитовыми гранитами первой фазы, в эндоконтактах фиксируются гибридные кварцевые диориты.

Восточно-Кордовский массив выделен из состава Кордовской интрузии ольховского комплекса. Большая часть массива перекрыта мощным чехлом четвертичных образований.

Дайковые породы представлены гранит-порфирами, диорит-порфиритами (до 50х200 м), как в самих массивах, так и во вмещающих породах.

Петрохимические особенности гранитоидов комплекса выражены в несколько повышенном содержании щелочей.

Буеджульский комплекс габбро-монцонит-сиенит-граносиенитовый

Комплекс объединяет петротипический Буеджульский массив, массив г. Воронок, Восточно-Ирбинский, Мульгинский и мелкие штоки (бассейн р. Теплая) в Минусинско-Восточно-Саянской СФЗ. Условно в состав комплекса введен Канзыбинский массив.

Комплекс трехфазный, первая фаза представлена габбро и диоритами, вторая (основная) – кварцевыми сиенитами, кварцевыми монцодиоритами, кварцевыми монцонитами. В третью выделены тела умереннощелочных гранитов. Дайки представлены гранит-порфирами, монцодиоритами, габбро-порфиритами. Отмечается кварцевые и кварц-сульфидные жилы.

Металлогеническая специализация обусловлена связью с породами комплекса широкого спектра контактово - метасоматических пород (роговики, скарны, метасоматиты, кварцевые жилы), образующих зоны мощностью до 600 м и протяженностью до 5 км. Наиболее ранними из них являются роговики, а преобладающими скарны (магнетит-гранат-пироксеновые). Процессами скарнирования охвачены карбонатные и вулканогенно-терригенные породы, роговики. С ними связано формирование основной массы промышленных руд. К метасоматитам сложного состава приурочено молибденовое оруденение. Минерализация золота отмечается во всех контактово-метасоматических породах, включая магнетитовые руды, но промышленное оруденение связано только с кварцевыми и кварц - сульфидными жилами [31].

3.3. Тектоника

Площадь расположена в зоне сочленения таких крупных структур, как Дербинский антиклинорий, Сисим-Казырский синклинорий, Южно-Минусинская и Сыдо-Ербинская впадины, сформированные в разных тектонических режимах, что определяет ее сложное блоково-мозаичное строение. По характеру складчатости и набору формаций выделяются 4 разновозрастных этажа,

разделенные стратиграфическими или угловыми несогласиями: карельский, салаирский, каледонский и альпийский.

Карельский структурный этаж служит фундаментом для салаирских складчатых структур. Сложен нижнепротерозойскими породами плагиогнейс - сланцево-мраморной формации алыгджерской и дербинской свит, выполняющих Дербинский антиклинорий с многочисленными небольшими телами дербинского комплекса мигматит-плагиогранитовой формации. Отложения алыгджерской и дербинской свит мощностью до 4200 м, отвечают ритмичнослоистым терригенно-карбонатным отложениям континентального склона, сформированными в миогеосинклинальных условиях и впоследствии метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации.

Дербинский антиклинорий на площади представлен юго-западным крылом. Восточно-Саянским структурным швом отделен от салаирских структур. Для внутреннего строения Дербинского антиклинория характерны сжатые сопряженные изоклинальные складки, осложненные складками более мелкого порядка. Местами имеется ундуляция осей складок. Ядерные части антиклинальных складок сложены гнейсами алыгджерской свиты и кристаллическими сланцами нижнедербинской подсвиты, а крылья антиклинальных и центральные части синклинальных складок - мраморами верхнедербинской подсвиты.

Салаирский структурный этаж занимает большую часть площади и по времени образования, степени дислоцированности и характеру тектонического режима разделен на 4 яруса. Самый нижний ярус является основанием Сисим-Казырского синклинория и сложен верхнерифейскими карбонатно-терригенно-вулканогенными отложениями лысанской, манской и бахтинской свит мощностью более 5000 м, выполняющие Лысанский рифтогенный прогиб. К нему приурочены выходы интрузий габбро-пироксенит-дунитового состава лысанского комплекса. Верхняя и нижняя границы яруса тектонические. Отложения первого яруса сложнодислоцированы, образуют линейные складки с размахом крыльев до 2,0-2,5 км, которые в свою очередь осложнены складками более высокого

порядка, вплоть до гофрировки. В зоне Восточно-Саянского структурного шва в междуречье Сисим и Крол внутреннее строение отложений дополнительно осложнено надвигами, часто с запрокинутым залеганием слоев. В верховьях рек Сыда и Маргоз, выделена Сыдинско-Моргозская антиклиналь с размахом крыльев до 3 км, с углами падения южного крыла 60-75°, северного -50-70°. Отложения яруса сформированы в эвгеосинклинальных условиях и претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой фации. Второй ярус включает в себя дислоцированные терригенно-карбонатные отложения чибижекской, колпинской и балахтисонской свит венда-нижнего кембрия, общей мощностью более 2800 м, выполняющие Сисим-Казырский синклинорий. Взаимоотношения с нижним ярусом тектонические, но учитывая более высокую степень метаморфизма и сложный характер дислокации, отложений нижнего яруса и значительный перерыв в осадконакоплении, можно предполагать наличие структурного несогласия между этими ярусами. Условия формирования отложений второго яруса соответствуют относительно мелководному бассейну миогеосинклинального режима.

Каледонский структурный этаж представлен вулканогенными образованиями в объеме имирской свиты ордовика, сыдинской и красноцветных терригенных отложений толтаковской свит нижнего девона, слагающие Южно-Минусинкую и Сыдо-Ербинскую впадины. По времени формирования слагающих образований и по типу тектонического режима, этаж разделен на три яруса.

Нижний ярус сложен ордовикскими образованиями имирского вулканического комплекса базальт-трахиандезит-трахириолитовой формации, мощностью 4300 м и породами габбро-монцонит-сиенитовой формации буеджульского комплекса. Отложения с угловым и структурным несогласием, с конгломератами в основании залегают на отложениях верхнего яруса салаирид и фиксируют начала континентального рифтогенного режима этапа посторогенной активизации.

Средний ярус выполнен вулканитами сыдинской свиты трахириолит-трахиандезит-трахибазальтовой формации, мощностью более 800 м. Образования

среднего яруса сформированы в условиях наложенных впадин продолжающегося континентального рифтогенеза. Ярус отделен от нижнего угловым несогласием.

Верхний ярус представлен красноцветными отложениями алевро-песчанистой формации толтаковской свиты нижнего девона мощностью до 300 м, которые накапливались в условиях пострифтовых впадин, и знаменует начальный этап пенепленизации. Отложения верхнего яруса залегают с углами 15-20° и образуют небольшую мульдообразную структуру с размерами 6 км х 4 км, северное крыло, которого срезано Азыртальским разломом.

Альпийский этаж сложен неогеновыми озерно-болотными отложениями слюсаревской свиты совместно с красноцветными суглинками каспинской свиты, общей мощностью до 25 м.

Отложения этажа отвечают континентальной молассовой формации и формировались в условиях локальных межгорных впадин.

3.3. Рудно-метасоматические процессы

Изучением метасоматических и рудных процессов в Ольховско-Чибижекском рудном районе в различное время занимались А.М. Хазагаров (1968), А.Ф. Коробейников и др. (1976), Е.В. Черняев и др. (1982). Ими установлена общая схема развития гидротермальной деятельности в районе, которая сводится к следующему. На магматическом этапе развития шло формирование магнезиальных скарнов различного состава, на которые на постмагматическом этапе наложились известковые скарны. Гидротермальное минералообразование в районе осуществлялось в две стадии: раннюю и позднюю. В раннюю стадию происходило формирование зон площадного калиевого и натриевого метасоматоза и сопутствующих им ранних кварцевых жил и связанных с ними железомагнезиальных метасоматитов. Калиевые метасоматиты представлены зонами площадной калишпатизации и биотитизации. При этом максимально процессы биотитизации отмечаются в восточной части Ольховского массива (г. Чебулах). Натриевый метасоматоз, выраженный в альбитизации гранитоидов сопровождался становлением сопряженных кварцевых, пренит-кальцитовых и эпидот-актинолит-магнетитовых жил в гранитоидах и пирротиновых, гематитовых и магнетитовых тел в карбонатных породах. Продукты поздней стадии, по мнению авторов, отделены от ранней внедрением внутрирудных даек лампрофиров и микродиоритов. Метасоматиты поздней стадии отвечают формации березитов с сопряженными золотыми рудами. Становление продуктов поздней стадии проходило в три ступени минералообразования: кварцево-золото-пиритовую, кварцево-золото-полисульфидную и кварц-кальцитовую послерудную.

Главными промышленными типами золотых руд в рудном районе являются контактово-метасоматические золото-медносульфидные линзовидно-трубчатые и сложной формы залежи в скарнированных, хлоритизированных, графитизированных мраморах и жильно-штокверковые кварцево-золото-медно-висмутосульфидные, золото-полиметаллически-сульфидные. Контактово-

метасоматические залежи отрабатывались на Ольховском, Медвежьем и Константиновском месторождениях, а кварцево-жильные и штокверковые – во всех месторождениях и рудопроявлениях.

По структурно-морфологическим признакам выделяются следующие типы руд:

1. убогозолотоносные пирит-пирротиновые вкрапленные в роговиках, мраморах, диоритах на контактах Ольховского массива (месторождения Ольховское, Медвежье, Константиновское);
2. богатые золотом пирротин-медносульфидные залежи на контактах гранитоидов со скарнированными мраморами (Ольховское, Медвежье, Константиновское месторождения);
3. рудные тела жильного типа в трещинах среди гранитоидов, роговиков березитизированных (нижние горизонты Константиновского, Медвежьего, Лысогорского месторождений);
4. прожилково-вкрапленные золото-медносульфидные руды в серицитизированных, хлоритизированных гранитоидах, роговиках, мраморах (Ольховское, Медвежье месторождения, Тарчинское, Дистлеровское рудопроявления);
5. золотоносные карбонатно-хлорит-гематитовые зоны в мраморах, кальцифирах в экзоконтактах Ольховского плутона (Ольховское и Константиновское месторождения);
6. штокверковые кварц-золото-сульфидные зоны в березитизированных гранитоидах и роговиках;

А.Ф. Коробейниковым и др. (1976) в рудном районе выделяется пять продуктивных рудных парагенезиса:

1. золото-пирит-пирротин-карбонатный (ранний убогопродуктивный);
2. золото-пирит-пирротин-халькопирит-борнитовый с теллуридами Bi, Pb, Ag, Au, Cu (поздний продуктивный);
3. золото-карбонатно-гематитовый, иногда с наложенными сульфидами – пиритом, пирротином, халькопиритом (убогопродуктивный поздний);

4. скарново-магнетитовый золотосодержащий с гематитом, пиритом, халькопиритом, кварцем;
5. кварцево-золото-халькопирит-сфалерит-галенитовый в апогранитоидных березитах.

Золото-пирротин-медносульфидные руды формировались в мраморах экзоконтактов гранитоидов на Ольховском, Медвежьем и верхних горизонтах Константиновского месторождений. Они слагают трубчатые, гнездовидные, линзовидные, седловидные тела размером 100-150 м. в длину и 5-10 м. мощностью. Руды состоят (%): пирротин (60-80), пирит (5-25), халькопирит (5-15), арсенопирит (доли %), кварц, карбонаты, блеклые руды, креннерит, калаверит, гессит и золото пробы 958-868 ‰, редкие тетрадимит, виттихенит. Золото отлагалось совместно с теллуридами. Развиваются такие руды на контактах гранитоидов с мраморами, осложненными разрывами и трещиноватостью, нередко ассоциируют со скарнами, сложенными фассаитом, шпинелью, диопсид-салитом, гранатом, волластонитом с примесью везувиана, эпидота, скаполита, тремолита, актинолита, серпентина, хлорита.

Золото-гематит-борнитовые руды развиты в зонах разрывов и трещиноватости Медвежьего и Константиновского месторождений и на участках Чизанского, Георгиевского, Неожиданного рудопроявлений. Здесь деформированные и мраморизованные доломиты замещаются агрегатом доломита, анкерита, кальцита с прожилками и вкрапленностью гематита. На отдельных участках проявляются гнезда, линзочки, просечки сульфидов – пирит, пирротин, халькопирит, борнит и золото пробы 870-688 ‰. Мощность минерализованных зон составляет 0,5-2 м, протяженность – первые десятки метров. Чаще всего эти зоны размещаются на флангах контактово-метасоматических золото-сульфидных тел, на удалении от интрузивных контактов 20-180 м и контролируются пологими тектоническими трещинами вблизи выступов Ольховского интрузива в карбонатные породы. На Константиновском месторождении гематитовые руды с приближением рудной

зоны к контакту гранитоидов обогащаются сульфидами и превращаются в существенно сульфидные золотоносные тела.

Кварцево-золото-сульфидные руды распространены на всех месторождениях рудного района и представлены кварцево-сульфидными жилами, жильными зонами, штокверками сложной морфологии в диоритах, плагиогранитах эндоконтактов Ольховского массива (Ольховское и Константиновское месторождения), реже в ороговикованных дайках порфиритов, эффузивах, песчано-сланцевых пород осиновской свиты. Количество сульфидов в таких рудах составляет 1-17%. В березитизированных гранитоидах эндоконтакта кварцево-золото-сульфидные жилы и штокверки проникают на 200-300 м, редко на 500 м от контакта интрузивного тела. Мощность жильных тел составляет 0,1-1,5 м. Жилы и прожилки слагаются крупнозернистым кварцем (70-90%), кальцитом (5-7%), пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, и редкими пирротином, сфалеритом, блеклыми рудами, висмутином, калаверитом, креннеритом и золотом пробы 882-780 ‰. В вертикальном направлении сульфидность жил нередко изменяется: на верхних горизонтах жилы преимущественно умеренно сульфидные; на средних – малосульфидные; а на глубоких (250-350 м и ниже) убогосульфидные [Хазагаров, 1968]. На контактах жил гранитоиды серицитизированы в виде чехла мощностью 0,5-1 м. Пологозалегающие кварцевые жилы при выходе в контактовые мраморы переходят в кварц-сульфидные тела.

Кварцево-золото-висмутитовые руды проявились на всех месторождениях рудного поля, а на Лысогорском участке они составляют основную массу руд. Руды представлены жилами и зонами прожилкования. Здесь они локализованы в зоне разрывов среди гранитоидов юго-восточного эндоконтакта Канзыбинского массива. Наиболее крупные жилы имеют протяженность 100-150 м, при мощности 0,1-2,5 м. Они залегают в сколовых трещинах двух систем: I-ая – азимут падения 100-150°, угол падения 25-40° и II-ая– азимут падения 230-270°, угол падения 5-20°. Раздувы рудных тел наблюдаются в местах сочленения этих систем тектонических трещин. В лежачих боках трещин I системы проявились

зоны прожилково-вкрапленных кварцево-золото-висмутовых руд. Эти зоны минерализации прослеживаются по простиранию на 300 м, а по падению на 150 м. Мощность их составляет 0,4-2 м. Здесь сульфиды образуют вкрапленность, гнезда, линзочки, просечки в жильном кварце и представлены пиритом, халькопиритом, блеклой рудой, сфалеритом, висмутином, виттихенитом, самородным висмутом, тетрадимитом, петцитом с примесями арсенопирита I и галенита. Гранитоиды в зонах серицитизированы.

На Медвежьем месторождении руды представлены жилами и прожилками кварцево-золото-пирротин-медносульфидной и кварцево-золото-пиритовой ассоциациями и оперяющими прожилками и вкрапленностью карбонатно-пиритового состава. Окружающие гранитоиды интенсивно серицитизированы.
Кварц-золото-сфалерит-галенитовый тип руд характерен для нижних горизонтов Константиновского месторождения. Они образуют здесь жильные и штокверковые тела. Жилы и прожилки сложены мелкозернистым кварцем (10-30%), анкеритом, кальцитом, сидеритом, баритом (60-90); рудными минералами – сфалеритом, галенитом, примесями пирита, гематита, халькопирита, буланжерита, блеклых руд, борнита и золота пробы 820-688 ‰. На контактах зон гранитоиды березитизированы.

Послерудная кварц-карбонатная минерализация рассекает и обрамляет кварцево-золоторудные тела. Она формирует достаточно мощные (0,5-1 м) и протяженные жилы (80-100 м), а также серии мелких жил и прожилков в карбонатизированных гранитоидах.

Итак, отложение золота проходило вместе с теллуридами в конце продуктивной стадии. Золото находится совместно с пирротином (45,7%), пиритом (52%), кварцем, серицитом. Тонкодисперсное золото в сульфидах составляет 10-20% от общего его количества в рудах и приурочено к пириту, халькопириту, пирротину, борниту. Пробы его составляют 960-958 ‰ в пирротиновых, 688-582 ‰ во вкрапленных, 868 ‰ в окисленных и 794 ‰ в глинистых рудах. Размеры золотин колеблются: в пирротиновых рудах 0,1-0,5 мм

(50%), 0,5-2,5 мм (25%), 0,1-0,05 мм (25%); в сульфидных рудах 0,1-0,25 мм (25%), 0,05-0,1 мм (20%), 0,05 мм (55%).

Скарново-магнетитовые золотосодержащие руды выявлены в контакте южного замыкания Шиндинского плутона. Здесь развиты мелкие рудопроявления магнетита с наложенной золото-пирит-халькопиритовой минерализацией.

Площадные и поздние локальные метасоматиты и сопровождающие их руды разного минерального состава занимают закономерное положение по вертикали в единой рудно-метасоматической колонне (снизу-вверх): ранние площадные ортоклазовые, кварц-альбитовые, биотитовые, графитовые метасоматиты с убогими рудами сменяются локальными мусковит-серицитовыми, березитовыми, хлоритовыми метасоматитами с сопутствующими прожилково-вкрапленными, жильно-штокверковыми кварцево-золото-сульфидными ассоциациями. При этом рудные тела прожилково-вкрапленного, жильного, штокверкового типов залегают на участках смены ранних площадных метасоматитов на локальные метасоматиты стадии кислотного выщелачивания – березиты, листвениты. Щелочные метасоматиты закартированы в апикальных и приконтактовых частях плутона, осложненных разрывами и зонами трещиноватости. Эти объемные метасоматиты образуют в горизонтальных сечениях крупные зоны шириной 0,5-3 км и протяженностью свыше 8 км в эндоконтакте интрузива. В ходе щелочного метасоматоза гранитоиды, сопровождающие их магнезиально-известковые скарны подвергались калишпатизации, альбитизации, биотитизации, а затем березитизации, серицитизации и окварцеванию. Калиевые метасоматиты (состав, % : ортоклаз 25-50, кварц 30-40, мусковит 1-10) занимают основание общей палеогидротермальной колонны. В краевых участках ортоклазовых тел нередко фиксируются биотитовые метасоматиты (Ольховское, Медвежье месторождения и рудопроявление Тарча). Размеры ореолов биотитизации колеблются от первых до десятков метров в поперечнике при протяженности отдельных «струй» в сотни метров – первые км. С глубиной наблюдается слияние отдельных «струй» биотитовых пород с образованием общего метасоматического ореола. На отдельных участках в верхних частях «струй» биотитизации появляется

мусковитизация и грейзенизация гранитоидов с кварц-золото-молибденитовой штокверковой минерализацией. Отмечается тектонический контроль таких зон биотитизации – по зонам интенсивной трещиноватости гранитоидов.

Кварц-альбитовые метасоматиты слагают внешние оторочки калишпатовых тел или образуют самостоятельные тела 1,5-8 км в длину и 0,2-1,2 км в ширину. Зоны щелочного метасоматоза нередко контролируют золото-пирротин-халькопирит-кварцевые жильно-прожилковые рудные тела. На площадях проявления такого оруденения проявилось интенсивное окварцевание щелочных метасоматитов. Такие зоны проявлены на площадях Ольховского, Медвежьего, Константиновского, Лысогорского месторождений. Границы метасоматических зон с интрузивными породами чаще постепенные, иногда резкие. Метасоматиты сложены альбитом № 1-5 (50-70%), кварцем (20-40%), биотитом, мусковитом, хлоритом с редкими пиритом, халькопиритом, молибденитом, золотом (пробы 920-960‰).

Зоны калишпатизации, альбитизации, биотитизации нередко контролируют золото-пирротин-халькопирит-кварцевое прожилковое, жильное, вкрапленное оруденение. На отдельных участках Ольховского, Медвежьего, Тарчинского месторождений наблюдается прямая связь между интенсивностью послемагматической биотитизации и жильно-прожилковым золото-сульфидным оруденением. Мощность таких рудных тел прямо пропорциональна мощности ореола биотитизации. На участках проявления золотого оруденения, как правило, развито интенсивное окварцевание щелочных метасоматитов.

Контактово-метасоматические золото-сульфидные залежи, развитые на контактах тел гранитоидов с мраморами, сопровождались зонами магнезиально-известковых скарнов, хлоритизированных и графитизированных пород. Скарны обычно слагают внутреннюю зону, хлоритовые метасоматиты – промежуточную, а графитовые – внешнюю зону метасоматической колонны.

Завершающими процессами, проявившимися в рудном районе, явились серицитизация, березитизация и окварцевание пород, которые сопровождались формированием кварц-золото-полиметаллически-сульфидных жил и

штокверковых рудных тел. Березиты рассекают и замещают калишпатизированные, альбитизированные и биотитизированные гранитоиды. Мощность отдельных зон березитов составляет первые метры, протяженность по простиранию на глубину сотни метров.

Температуры минералообразования по гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений в минералах ранних площадных метасоматитов – ортоклазовых, кварц-альбитовых, биотитовых, графитовых составляют 480-300°С, а поздних локальных грейзеновых, серицитовых, березитовых, хлорит-карбонатных и сопутствующих прожилково-вкрапленных золото-сульфидных, жильных кварц-золото-полиметаллическисульфидных руд – 380-110°С [38].

В нижних частях палеотермогидроколонн преобладал вынос Si, Fe, Au из замещаемых интрузивных пород. Рудное вещество зафиксировано в средних и верхних частях таких колонн, размеры которых по вертикали могли превышать 3 км. Здесь щелочные метасоматиты развивались в апикальных и приконтактовых частях плутона, осложненных разрывами и зонами трещиноватости. Замещение пород щелочными метасоматитами сопровождалось выносом золота до 20-50% от исходного его содержания в гранитоидах (при выносе металла до 8-12 мг/м^3 из исходной породы) [38]. Напротив, при околотрещинной березитизации, лиственитизации, грейзенизации пород, сопровождавших оруденение, происходил постоянный привнос золота глубинными гидротермами и перераспределение его в околорудных метасоматитах.

Первоначально щелочно-хлоридно-углекислые гидротермы производили выщелачивание гранитоидов с образованием калишпатизированных, альбитизированных, биотитизированных пород. В этот период происходило перераспределение и мобилизация растворами местного золота, которое в дальнейшем пошло на построение золоторудных проявлений в приконтактовых частях гранитоидных интрузивов. Поздние щелочно-углекисло-сернистые гидротермы производили кислотное выщелачивание боковых пород с образованием березитов, лиственитов, грейзенов, окварцованных пород. В этот период происходил привнос золота глубинными растворами [38].

Относительно контактов интрузива размещение метасоматитов зональное: выделяются метасоматиты и руды эндоконтакта (360-240°С по газово-жидким включениям в минералах), ближайшего (320-180°С) и удаленного (280-120°С) экзоконтактов. Эндоконтактовая зона (до 0,5-1 км от непосредственного контакта) характеризуется жильно-прожилковыми кварц-золото-полисульфидными ассоциациями; контактовая (0,05-0,2 км) – магнезиально-известковыми скарнами и метасоматическими золото-пирротин-медносульфидными телами; экзоконтактовая (0,3-2 км) – карбонатно-золото-гематитовыми комплексами. Пробы золота снижаются в этом же направлении от 958‰ в ранних сульфидах до 868-592‰ в поздних ассоциациях.

Контактово-метасоматические золото-медносульфидные тела приурочены к средним и верхним горизонтам карбонатной, частично к низам перекрывающей вулканогенно-сланцевой толщам кембрия. Жильно-штокверковые кварц-золото-сульфидные руды размещены в эндоконтакте интрузива и аповулканитовых роговиках, т.е. занимают более высокие горизонты стратиграфического разреза кембрия. Максимальная концентрация богатых руд совпадает с границей карбонатной и вулканогенно-сланцевой толщ на контакте с прорывающими интрузивами. Общая глубина распространения разных типов оруденения составляет 2-3 км.

Контактово-метасоматические золото-медносульфидные (с теллуридами) залежи сопровождаются зонами магнезиально-известковых скарнов, хлоритизированных и графитизированных мраморов. Внутри контактово-метасоматических тел ассоциация ранних сульфидов и карбонатов развита в основном на нижних горизонтах. Кверху она сменяется кварц-золото-полисульфидной с сульфосольно-теллуридной ассоциациями. У поверхности крутого контакта интрузива с мраморами метасоматические золото-медно-сульфидные залежи при переходе контролирующих разрывных структур в интрузивные породы сменяются существенно кварц-золото-сульфидными жилами. От глубоких горизонтов к поверхности выявлена смена ассоциаций: карбонатно-пирротиновая→кварц-пирит-пирротиновая с арсенопиритом,

халькопиритом, борнитом, сфалеритом, галенитом→кварцевая→кварцево-карбонатная с сульфосолями и теллуридами - буланжеритом, аргентитом, арсеноаргентитом, петцитом, висмутином, тетрадимитом, сильванитом, креннеритом, бенжаминитом, марказитом, золотом, серебром, антимонитом, киноварью. Вертикальное размещение богатого оруденения в зоне имеет прерывисто-волновой характер с величиной концентрационной волны накопления богатых руд в 200-240 м для контактово-метасоматических золото-медносульфидных и 360-400 м для жильных кварц-золото-полиметаллически-сульфидных типов руд.

4.КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЙОНА

4.1. Мел-палеогеновые коры выветривания Восточного Саяна

Золото является одним из ведущих полезных ископаемых Восточного Саяна, а Ольховско-Чибижекский золоторудный район является одним из старейших центров золотодобычи в Сибири.

Главной геотектонической структурой района является Артемовская мегантиклиналь, которая простирается в северо-западном направлении на 120 км. В строении мегантиклинали принимают участие в восточной части верхнепротерозойские метаморфические сланцы кувайской серии и существенно карбонатные отложения овсиниковской свиты. В западной части развиты кембрийские вулканогенно-осадочные образования колпинской (песчано-сланцевые нижнекембрийские), балахтисонской или чибижекской (конгломераты, известняки, доломиты), осиновской (туфогенные породы) и кизирской (вулканические породы) свит (рис.3.).

Образования остаточных кор выветривания (КВ) мел-палеогенового возраста широко развиты на изучаемой площади. К этому возрастному интервалу относятся остаточные КВ различных морфологических типов: площадные, линейные, линейно-площадные и карстово - инфильтрационные.

Площадные КВ пользуются максимальным развитием. Фрагментарно они отмечаются на древних денудационных поверхностях выравнивания и их пологих склонах (Манское белогорье), где перекрыты маломощными (1-8 м) образованиями квартера. Наиболее полно сохранились в кайнозойских впадинах (Каспинская, Нижне-Чинжебинская), благодаря консервации мощными полигенетическими толщами неоген-четвертичного возраста. В пределах плоских приводораздельных поверхностей в долине р. Чибижек отмечаются реликты плащеобразных глинистых остаточных КВ, мощность которых колеблется от 0,5 до 50 м. В основном представлены зоной начальной дезинтегрции пород (дресвяной сапролитовой КВ) и зоной гидратации (пестроцветными песчано-глинистыми образованиями с обломками полуразложившихся пород, участками с

сохранившейся структурой субстрата). Зона конечных продуктов КВ (зона гидролиза) отмечается редко, часто размыта, представлена пластичными глинами. Мощности достигают 50 метров.

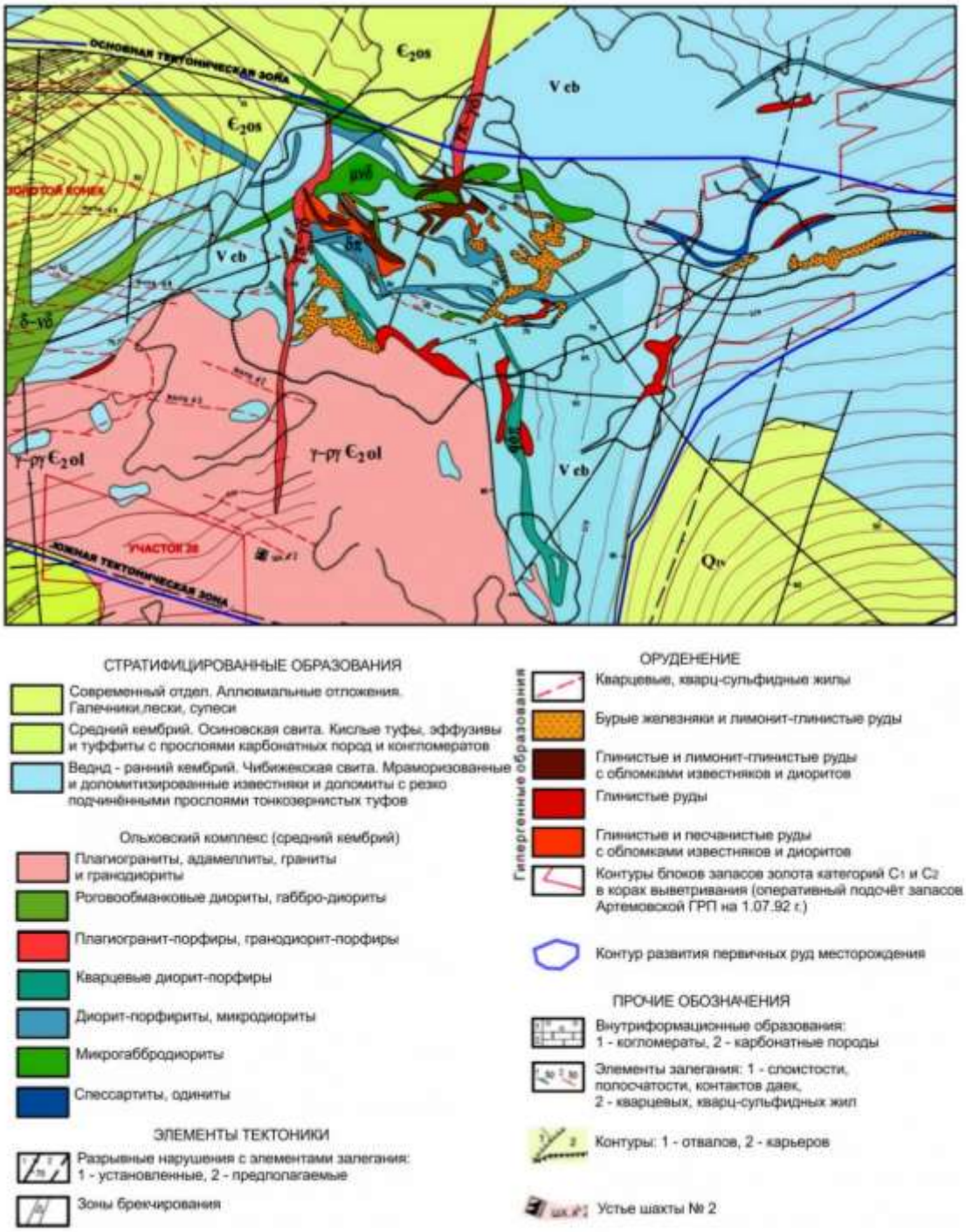


Рисунок 3. Схематическая геологическая карта Ольховского месторождения. По материалам Артемовского ГРП.

Линейные КВ в виде узких протяженных линзовидных тел располагаются вдоль тектонических нарушений, контактовых зон между интрузивными и вмещающими, карбонатными и алюмосиликатными породами. Повышенная трещиноватость, минерализация способствуют усилению фильтрации и агрессивности поверхностных вод и, как следствие, увеличивают интенсивность физико-химической проработки субстрата. В крупных зонах дробления линейные КВ достигают мощности сотни метров, ширины 1-2 км. В консеквентных речных долинах перекрыты аллювиальными отложениями (долины рр. Чибижек, Сисим, Павловка), на склонах – щебнисто-суглинистым материалом (правый борт р. Карга).

По карбонатным породам венда-кембрия широко развиты карстово-инфильтрационные КВ. Подземные карстовые полости, выполненные глинами с обломками известняков, установлены на водоразделе ручьев Тинсук и Коттой (северный фланг рудного поля Ольховского золоторудного месторождения) по скважинам на глубине 150-180 м, в долинах р. Чибижек, руч. Тинсук – до 90 м. Мощность образований контролируется глубиной карстовых депрессий и на Сейбинском месторождении марганца по данным бурения достигает 200 м [66].

Вещественный состав отложений КВ зависит от подвергшейся химическому преобразованию исходной породы. Так при выветривании пород кислого состава (граниты, гранодиориты) калиевый полевой шпат замещается каолинитом, плагиоклазы – гидросерицитом, гидрослюдами, встречаются монтмориллонит, галлуазит, сохраняются минералы исходных пород – кварц, магнетит, циркон, эпидот, полевые шпаты. Изверженные породы среднего состава в зоне гидротации превращены в агрегат новообразованных минералов – галлуазита, каолинита, гидрохлорита, монтмориллонита, гидрослюд, гидроокислов железа. К числу второстепенных минералов относятся кварц, окислы марганца, лейкоксен, циркон.

Профиль выветривания, сформированный на породах основного состава представлен минералами группы монтмориллонита (с преобладанием нонтронита), гидрохлоритом, а в верхней части разреза – окислами и

гидроокислами железа в ассоциации с каолинитом. Из реликтовых минералов широко распространены магнетит, ильменит, лейкоксен, пироксены. Кора выветривания по кремнистым, кремнисто-карбонатным и окремненным карбонатным породам представлена маршаллитами белого, светло-серого, светло-бурого цвета. Маршаллиты ожелезнены, омарганцеваны, содержат глинистые и фосфатные минералы. КВ по хлоритовым, серицит-хлоритовым сланцам характеризуется значительным развитием каолинита и гидрослюд [66].

По минеральному составу образования КВ характеризуются отчетливой вертикальной зональностью. Наиболее полные профили КВ сохранились в пределах Каспинской впадины, где детально изучены Р.А. Цыкиным (2005, 2009), Н.Н. Поповой (2007). В остальных районах в зависимости от уровня эрозионного среза сохранились различные зоны КВ.

В полном профиле выветривания выделяются следующие минеральные зоны (сверх вниз): каолиновая, каолинит-гидрослюдистая, монтмориллонит-гидрослюдистая. По данным термического и литологического анализов глин в верховьях руч. Слюсарев, в образованиях остаточной КВ, сложенной охристо-бурыми глинами с дресвой, щебнем туфопесчаников, с сажистыми стяжениями, бобовинами гидроокислов железа, марганца, песчаная составляющая представлена кремнистыми обломками, кварцем, лимонитом и лимонитизированными глинисто-слюдистыми агрегатами, минералами марганца и обломками пород. Глинистая часть преимущественно монтмориллонитового и нонтронитового состава с примесью гидрослюды и минералов марганца [96].

О возрасте КВ нет единого мнения, большинство исследователей считают их мезозойско -кайнозойскими образованиями: М.С. Абрамов [122] – K_1-P_2, В.Н. Воробьев – K-N [127], Ю.В. Беспалов [124] – K_2–N_1. Подобного типа коры выветривания формировались, скорее всего, в условиях гумидного субтропического и умеренно-теплого климата. Благоприятная для подобных процессов химического выветривания эпоха в регионе наступила в мезозое и продолжалась с перерывами до конца третичного периода.

4.2. Зональность и минералого-геохимичесий состав продуктов коры выветривания Ольховского месторождения

На изучаемой площади довольно широко развиты рыхлые отложения меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. При этом, образования палеоген-неогенового возраста в большинстве сохранились в пределах молодых впадин, а также на обрывках террас высоких уровней (выше 50м). К образованиям верхнемелового возраста с некоторой условностью относятся дресвяно-щебеночно-глинистые осадки, сохранившие структуру материнских пород, являющиеся субстратом палеогеновых отложений. Мощность рыхлых образований не постоянна и меняется в зависимости от типа рельефа. На большей части площади района мощность рыхлого покрова не превышает 5-10 метров, но на отдельных участках достигает 100 и более метров [48].

Остаточные коры выветривания мел-палеогенового возраста на изучаемой площади пользуются широким распространением, развиты по кислым породам Ольховского комплекса и карбонатным образованиям чибижекской свиты.

По карбонатным породам чибижекской свиты широко развиты карстово-инфильтрационные коры. Подземные карстовые полости сложены глинистым материалом и обломками пород. Дресвяная фракция, по результатам петрографического изучения, представлена известняками (рис. 4.)

Наиболее широко развиты коры выветривания каолинового и гидрослюдисто-каолинового состава. По условиям залегания, в пределах района, выделяются линейная линейно-площадная коры. Наиболее широким распространением пользуются линейные коры выветривания. Продукты выветривания сложены глинистым и песчано-глинистым материалом. Эти отложения в значительной степени лимонитизированы и карбонатизированы, а местами с присутствием железистых и железо-марганцевых конкреций.

Остаточная кора выветривания, сформированная на гранитах и гранодиоритах, характеризуется развитием полного профиля выветривания, в составе которого выделяются три основные зоны снизу вверх:

1.дресвяно-щебенистая зона,

2. монтмориллонит-гидрослюдистая с каолинитом,

3. каолиновая с охристыми включениями гидроокислов железа и марганца [48].

Нижняя – дресвяно-щебенистая зона полностью сохраняет структуру материнских пород и сложена дресвой желтоватого и серого цвета. Макроскопически фиксируются буровато-желтыми, желтоватыми, красно-бурыми глинисто-сухаристыми элювиальными образованиями, крупные обломки жильного кварца, местами лимонитизированного. По результатам петрографического изучения установлено, что дресвяная фракция представлена обломками кварц-альбит-роговообманковых (рис. 5), альбит-роговообманковых (рис. 6), эпидот-амфиболовых (рис. 7), кварц-эпидот-актинолитовых (рис. 8), кварц-карбонат-мусковитовых (рис. 13, рис. 14), кварц-мусковитовых (рис.17, рис. 18), кварц-хлорит-мусковитовых (рис. 19, рис. 20) метасоматитов, образованных за счет магматических пород кислого и среднего состава, скарнированными породами (рис. 12), а также, выветрелыми гранитами (рис. 9, рис.10, рис.11), диоритами с кварц-карбонатными прожилками, содержащими рудную минерализацию (рис. 15, рис. 16), обломаками кварц-гематитовых руд (рис. 21, рис. 22, рис. 23).

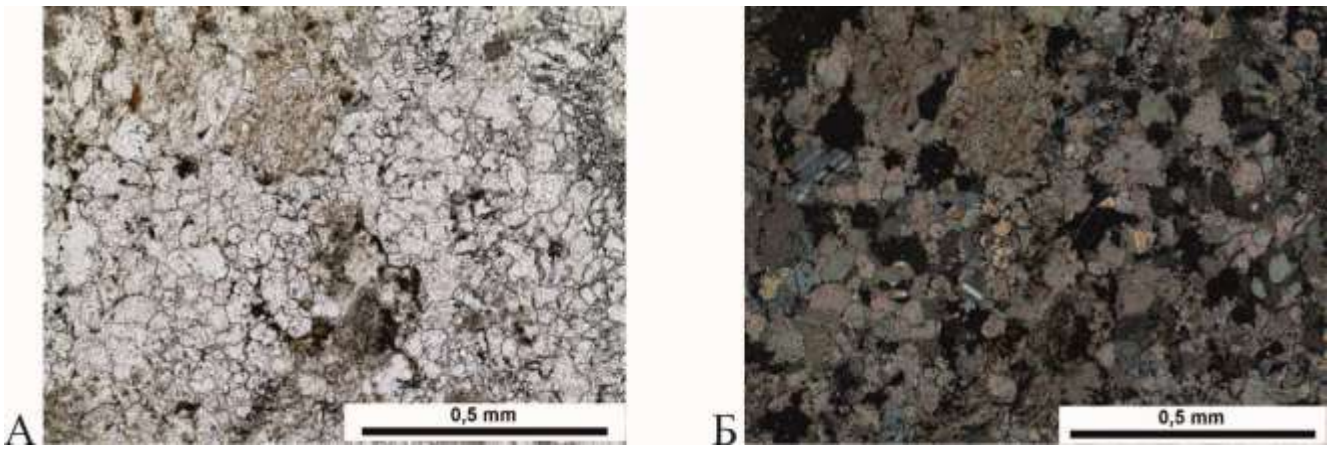


Рисунок 4. Известняк. Порода сложена кальцитом, структура микрозернистая А – без анализатора, Б – с анализатором

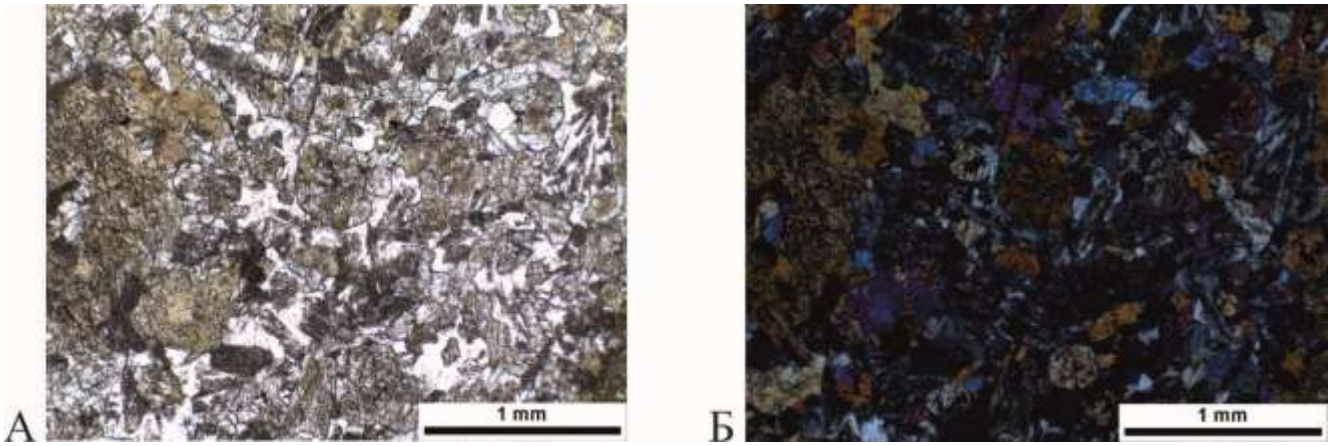


Рисунок 5. Кварц-альбит-роговообманковый метасоматит. Структура нематогранобластовая. А – без анализатора, Б – с анализатором

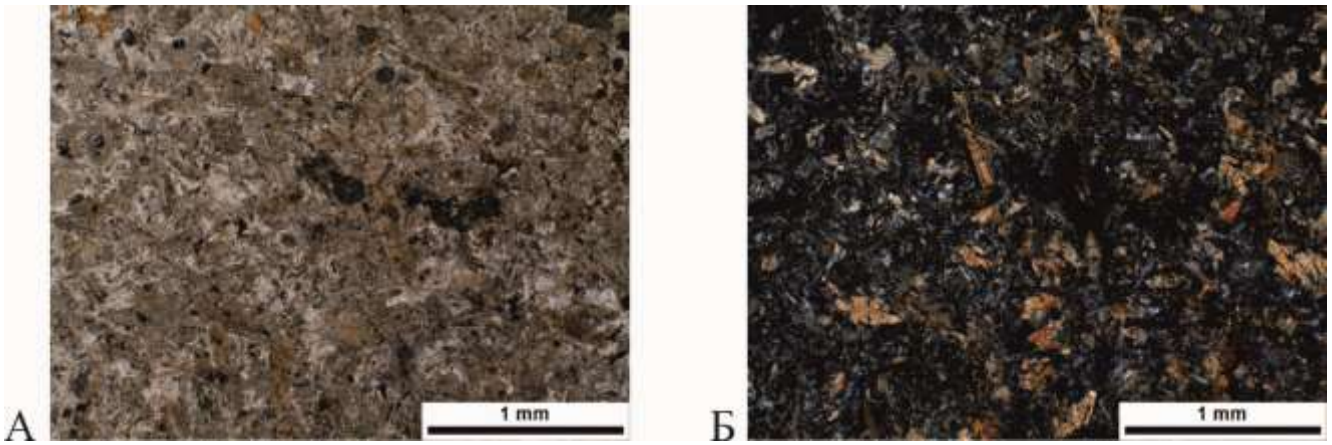


Рисунок 6. Альбит–роговообманковый метасоматит. Структура нематогранобластовая. А – без анализатора, Б – с анализатором

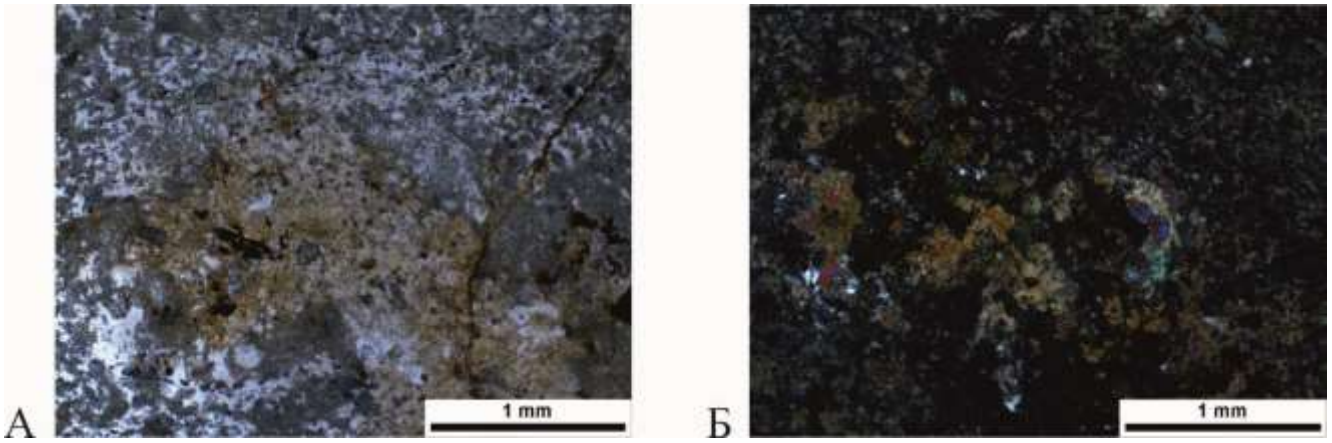


Рисунок 7. Эпидот-амфиболовый метасоматит. Порода сложена альбитом, роговой обманкой, эпидотом. Структура нематогранобластовая. А – без анализатора, Б – с анализатором

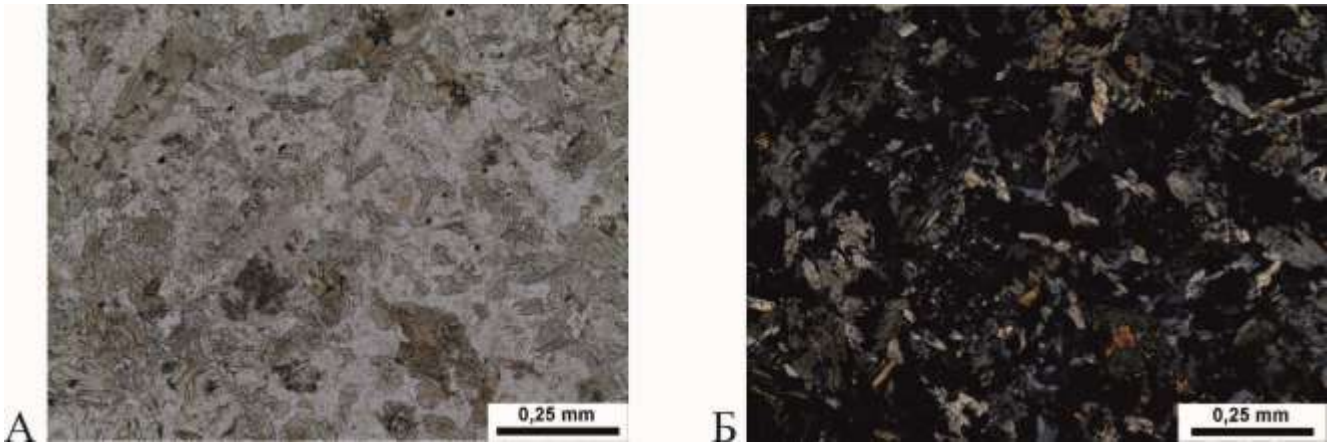


Рисунок 8. Эпидот-актинолитовый матасоматит. Порода сложена плагиоклазом, актинолитом, эпидотом. Структура нематогранобластовая. А – без анализатора, Б – с анализатором

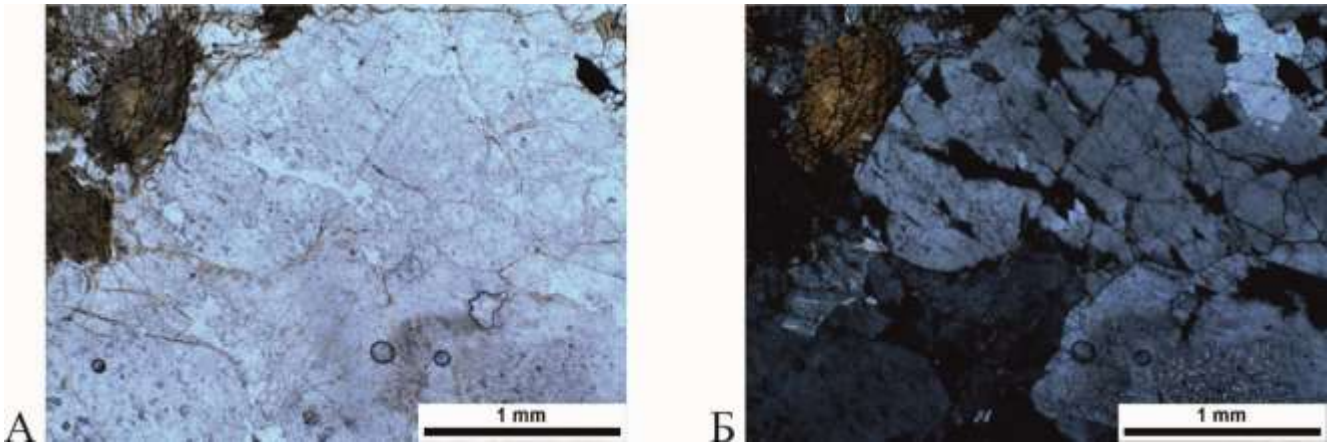


Рисунок 9. Выветрелый гранит. Порода сложена плагиоклазом, пелитизированным ортоклазом, кварцем и хлоритизированной роговой обманкой. Микроструктура гранитовая. А – без анализатора, Б – с анализатором

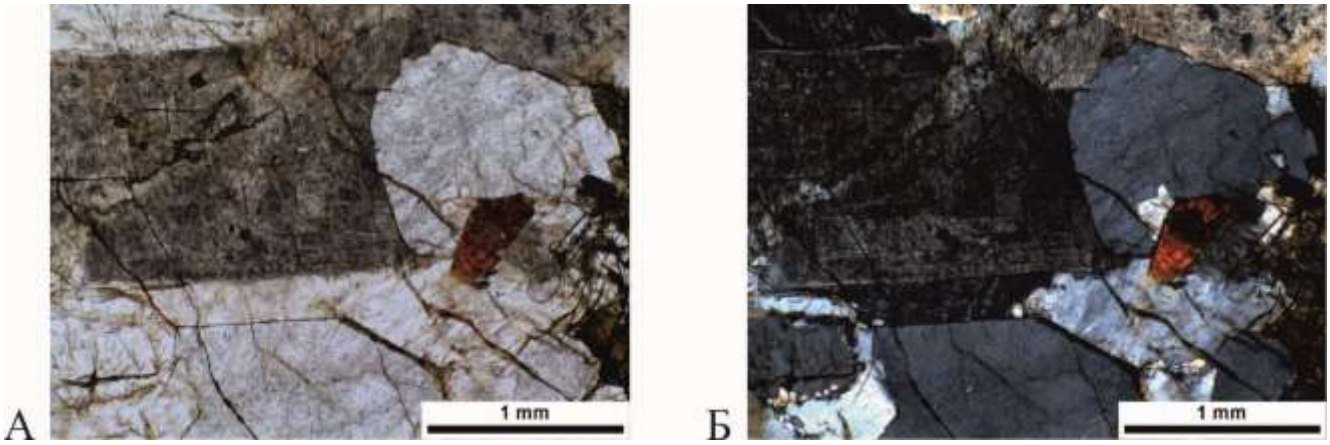


Рисунок 10. Выветрелый гранит. Порода сложена плагиоклазом, пелитизированным ортоклазом, кварцем и роговой обманкой, единичные зерна рутила. Микроструктура гранитовая. А – без анализатора, Б – с анализатором

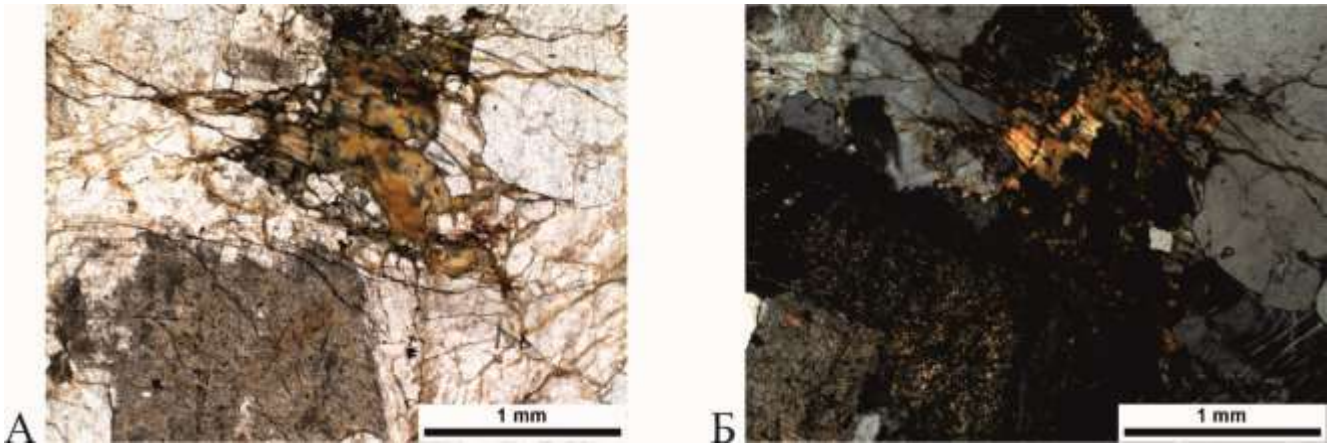


Рисунок 11. Выветрелый гранит. Порода сложена серицитизированным плагиоклазом, отроклазом, биотитом. А – без анализатора, Б – с анализатором

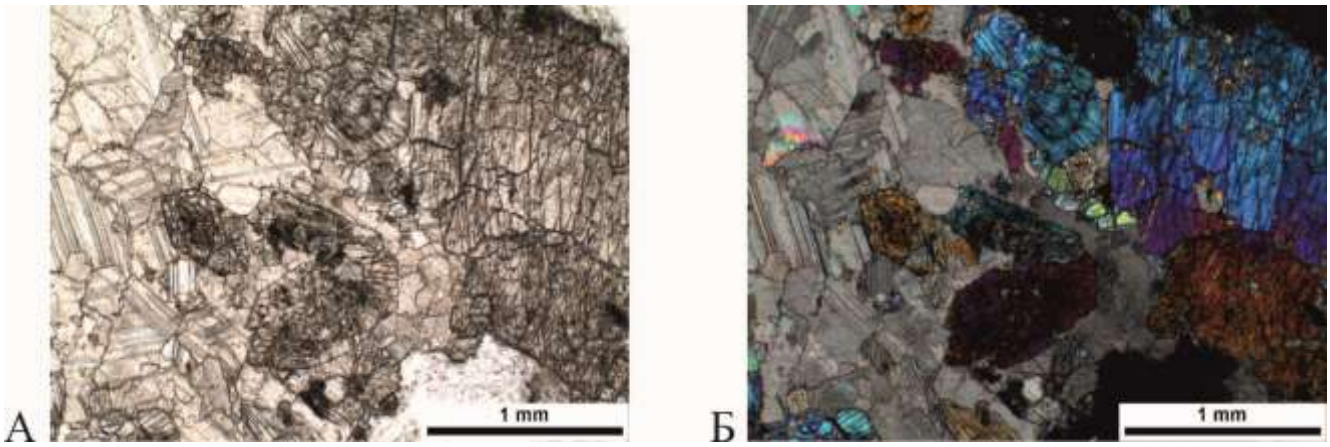


Рисунок 12. Скарнированная порода. Порода сложена изометриччными зернами карбонатов и призматическими кристаллами моноклинных пироксенов (диопсид?). А – без анализатора, Б – с анализатором

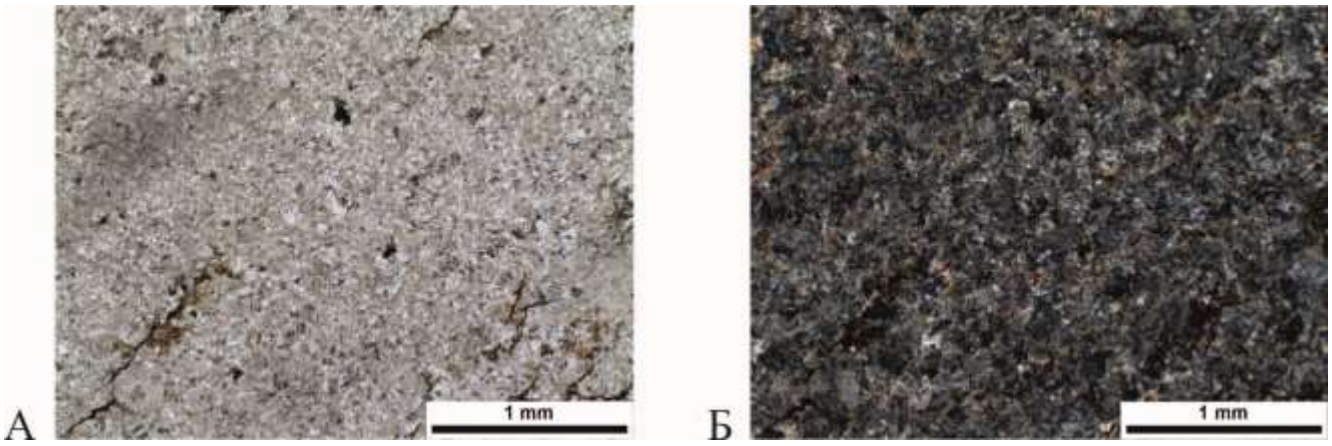


Рисунок 13. Березитизированная порода. Порода сложена кварцем, карбонатом, слюдой. А – без анализатора, Б – с анализатором

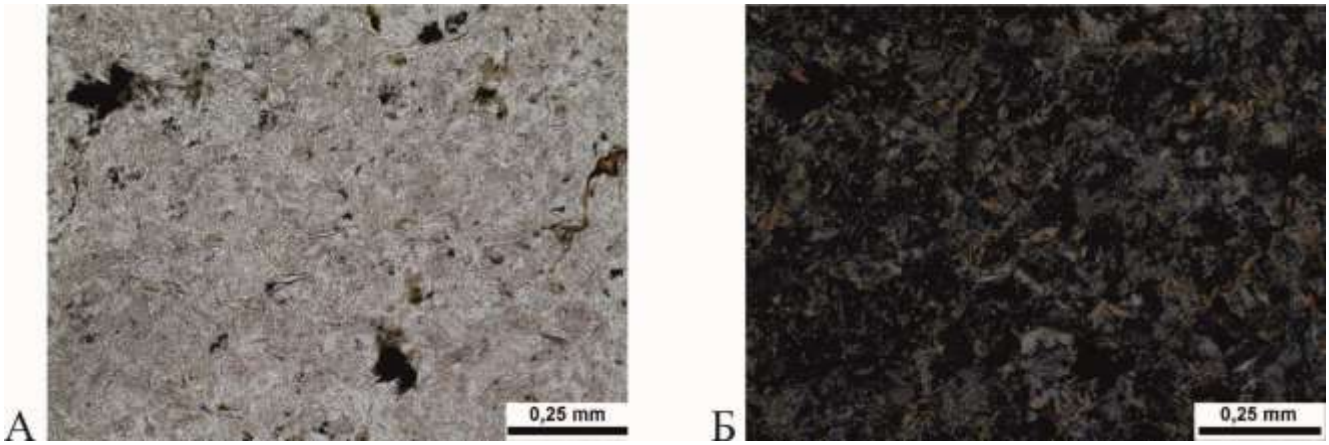


Рисунок 14. Кварц-карбонат-мусковитовый метасоматит. А – без анализатора, Б – с анализатором

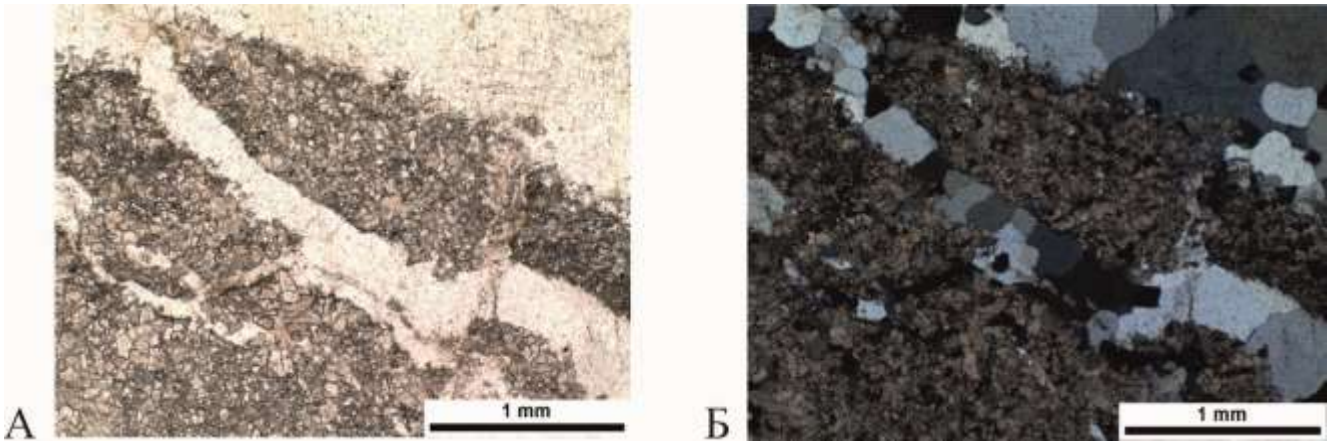


Рисунок 15. Кварцевые прожилки в известняках. А – без анализатора, Б – с анализатором

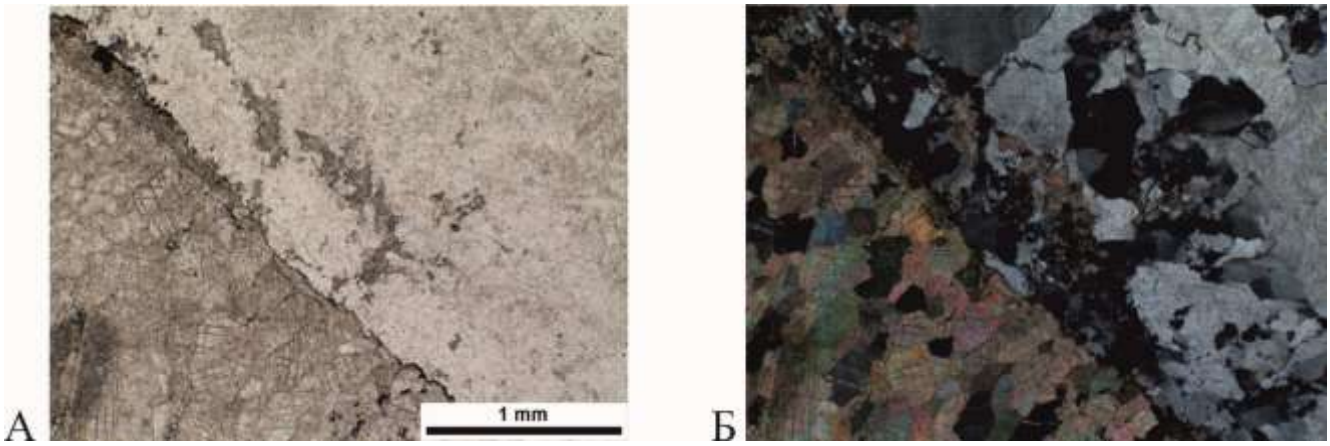


Рисунок 16. Кварц-карбонатные прожилки. А – без анализатора, Б – с анализатором

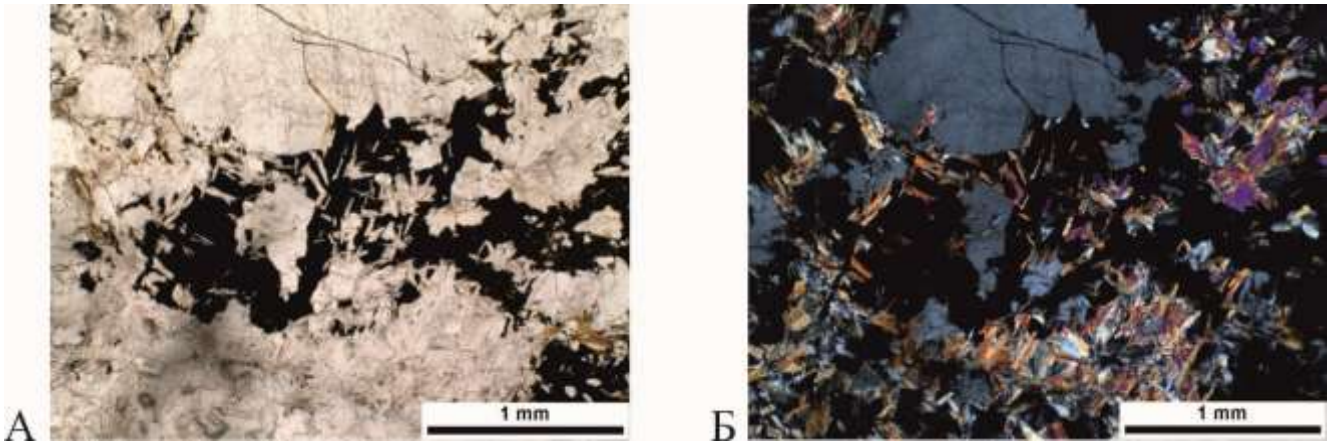


Рисунок 17. Зоны березитизации. Кварц-мусковитовые метасоматиты с рудной минерализацией. А – без анализатора, Б – с анализатором

.

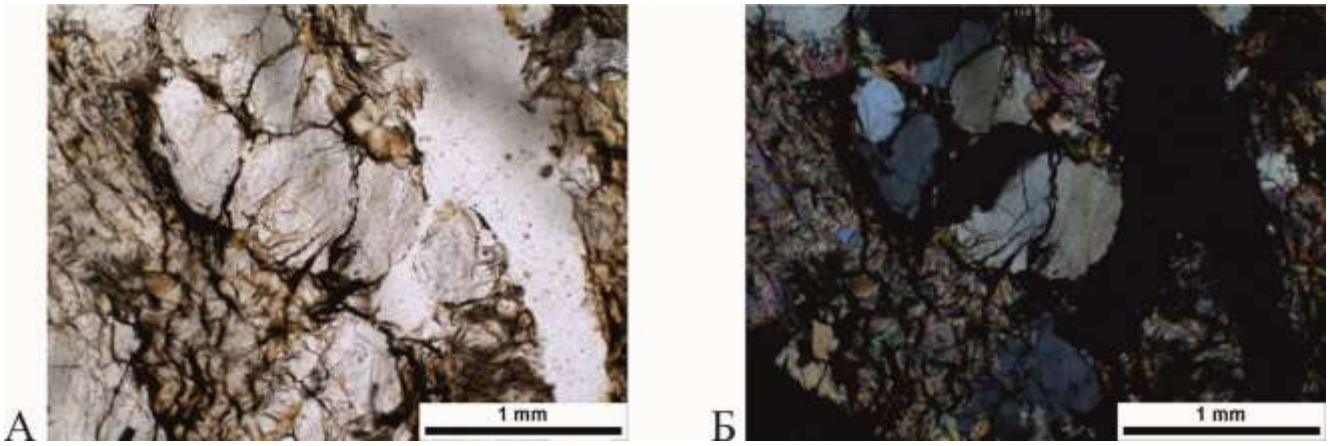


Рисунок 18. Зоны березитизации. Кварц мусковитовые метасоматиты с рудной минерализацией. А – без анализатора, Б – с анализатором

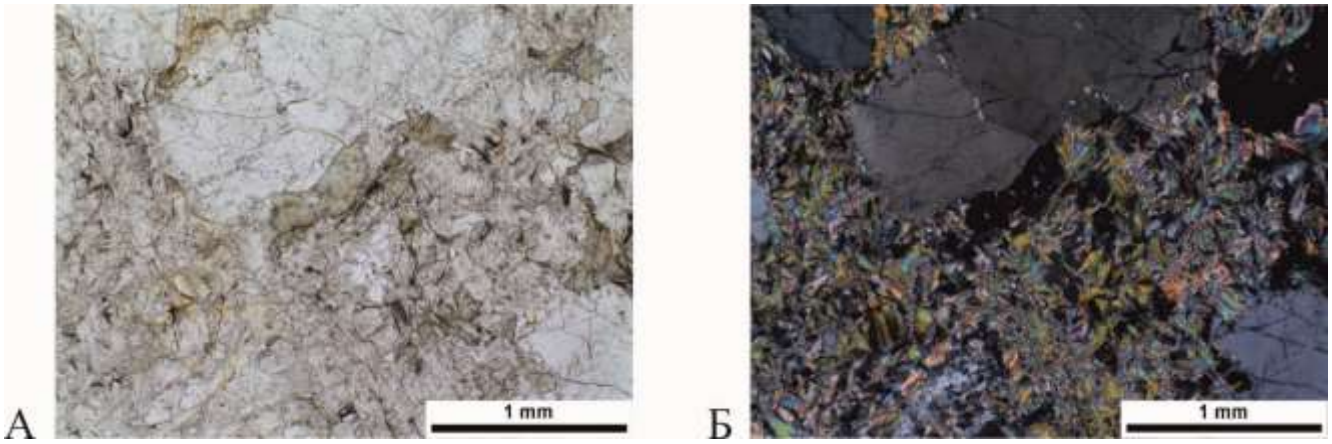


Рисунок 19. Зоны березитизации. Кварц-хлорит-слюдяные метасоматиты. А – без анализатора, Б – с анализатором.

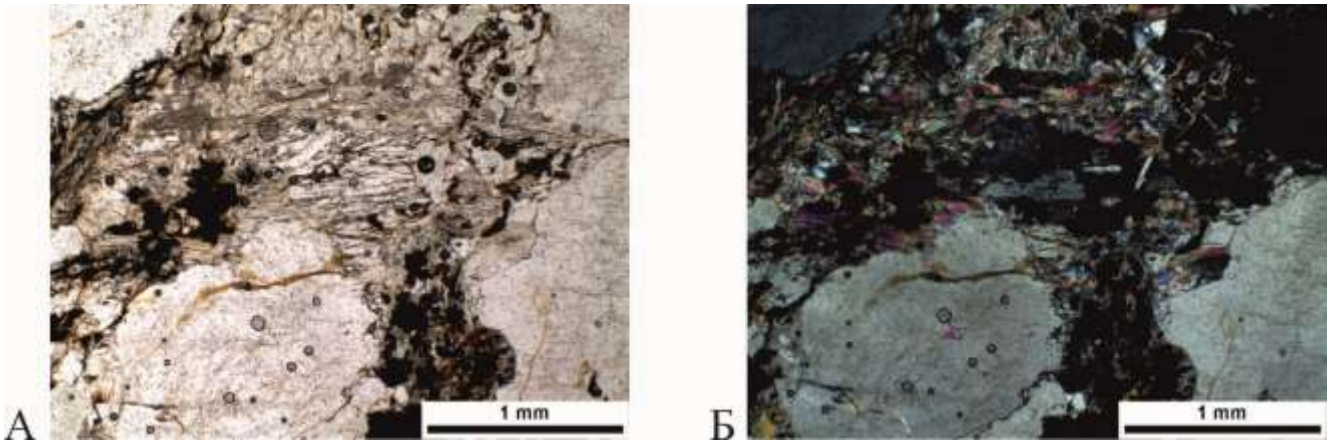


Рисунок 20. Зоны березитизации. Кварц-хлорит-слюдяные метасоматиты с рудной минерализацией. А – без анализатора, Б – с анализатором.

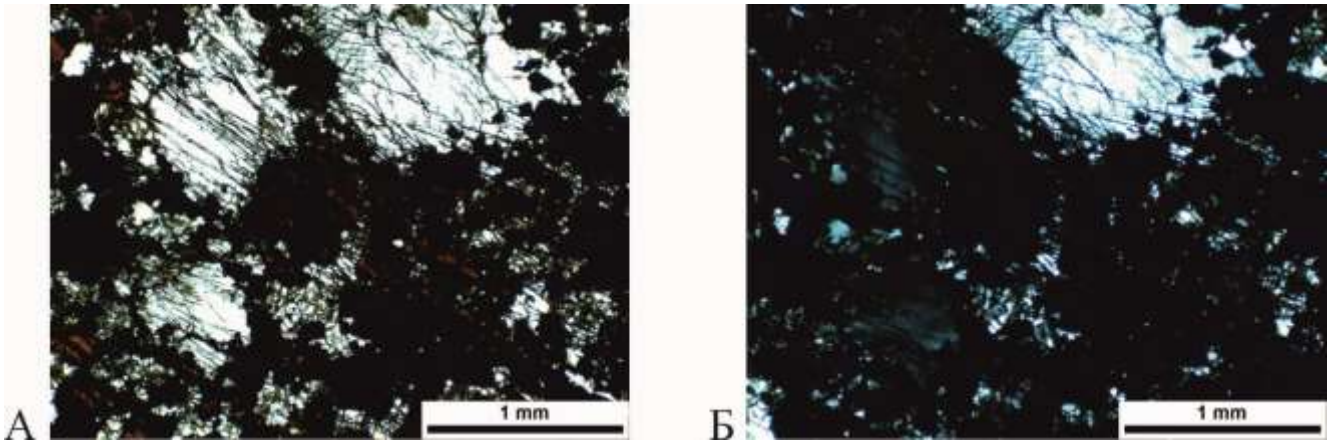


Рисунок 21. Кварцевый прожилок с рудной минерализацией. А – без анализатора, Б – с анализатором

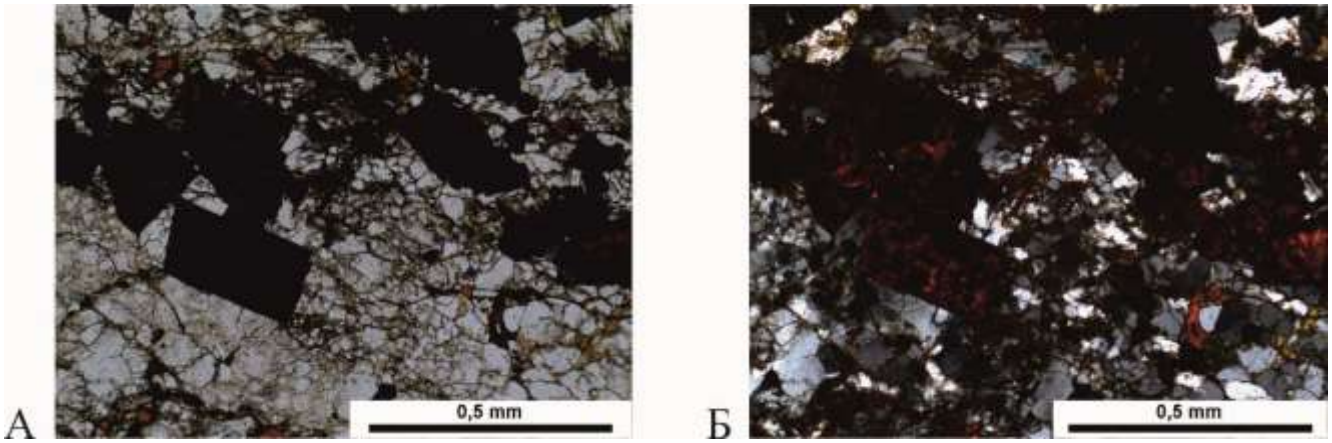


Рисунок 22. Кварц-гематитовые руды. А – без анализатора, Б – с анализатором

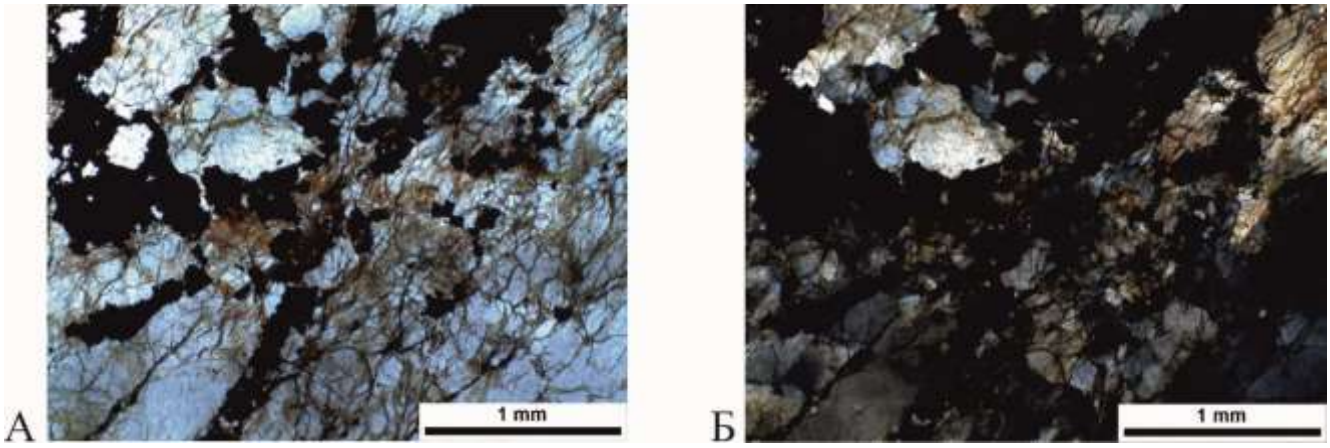


Рисунок 23. Кварцевый прожилок с рудной минерализацией. А – без анализатора, Б – с анализатором

Глинистая фракция, изученная с помощью термического и рентгеноструктурного анализов, содержит гидрослюды с незначительной примесью монтмориллонита. Вскрытая мощность зоны составляет 2–3 м.

Монтмориллонит-гидрослюдистая зона представлена дресвяно-песчано-глинистыми образованиями желтовато-бурого цвета с сохранившимися текстурно-структурными особенностями исходных пород. Гранулометрический состав продуктов монтмориллонит-гидрослюдистой зоны следующий: дресвяная фракция – 30 %, песчаная – 9 %, алевролитовая – 3 % и глинистая фракция – 58 %. Мощность зоны от 10–12 до 20 метров. Дресвяная фракция состоит из обломков интенсивно выветрелых пород и кварца, покрытого пленкой гидроокислов железа и марганца, реже гематита. Песчаная и алевролитовая фракции, по данным минералогического анализа, содержит кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, магнетит, гематит и гидроокислы железа, часто в виде псевдоморфоз по кубическим и пентагон-додекаэдрическим кристаллам пирита, редко ильменит и рутил. В незначительном количестве присутствует хлоритоид, шпинель, корунд, циркон, единичные знаки марганцевых минералов и самородного золота. Среднее содержание золота по результатам атомно-абсорционного анализа в песчаной фракции составляет 0,3 г/т, в алевролитовой фракции–0,12 г/т. Глинистая фракция представлена гидрослюдой - гидромусковитом и вермикулитом, монтмориллонитом, нонтронитом, и смешаннослойными хлорит-монтмориллонитовыми образованиями. Местами фиксируется незначительное

количество талька менее 5% от общей массы пелитовой фракции, что, возможно, связано с метасоматическими изменениями доломитизированных известняков чибижекской свиты.

Охристо-каолиновая зона представлена глинистыми образованиями преимущественно каолинового состава. Порода имеет светло-коричневую до темно-бурой окраску. Местами отмечаются ярко окрашенные охры бурого и красно-бурого цвета. Гранулометрический анализ продуктов выветривания этой зоны показывает, что дресвяная фракция составляет 20 %, песчаная – 11 %, алевролитовая – 7 % и глинистая фракция – 62 %. Дресвяная фракция представлена крупными обохренными обломками кварца, гематитом, реже обломками интенсивно выветрелых материнских пород – кварц-альбит-хлорит-серицитовых, кварц-альбит-хлоритовых метасоматитов, образованных за счет пород среднего и кислого состава. По результатам атомно-абсорционного анализа с термической атомизацией раствора среднее содержание золота в кварце составляет 24,7 г/т, в отдельных пробах достигает 114 г/т. Среднее содержание золота в гематите 2,2 г/т. В песчаной и алевролитовой фракциях преобладают обломки кварца обохренного, полевого шпата, редкие знаки серицитизированных плагиоклазов, слюды. Из тяжелых минералов преобладают магнетит, гематит, гидроокислы железа, в том числе и псевдоморфозы по пириту, циркон (гиацинт) и самородное золото. Шлиховое золото характеризуется преимущественно неправильной комковидной, иногда пластинчатой формами. Частицы золота, по гранулометрическому составу, согласно классификации Н.В. Петровской относятся к видимому весьма мелкому и тонкому. Размер зерен от 0,2 до 0,05 мм, редко до 0,5мм. Содержание золота в песчаной фракции колеблется от 0,093 до 2,2 /т, в среднем составляет 1,2 г/т. Редкие и единичные знаки – ильменит, рутил, марганцевые минералы, хлоритоид, корунд, шпинель. Глинистые минералы представлены, главным образом, каолинитом с некоторой примесью гидрослюды со следами иллита и смешаннослойных иллит-смектитов (монтмориллонита).

Отличительной особенностью коры выветривания является преобладание минералов тонкодисперсной, глинистой фракции. Гранулометрический состав продуктов коры выветривая представлен в таблице 2.

Таблица 2. Гранулометрический состав продуктов коры выветривания гранитов

Фракция, мм	Выход фракций, %			
	Охристо-каолиновая зона	Монтмориллонит-гидрослюдистая зона		Дресвяно-щебенистая зона
		Хлорит-монтмориллонитовая подзона	Подзона гидрослюд	
+10	6,8	10,4	23,8	28,3
-10+5	3,4	4,6	5,2	10,4
-5+3	3,8	5,4	4,7	6,2
-3+2	2,6	4,2	3	5,3
-2+1	2,5	3,8	2,1	4
-1+0.5	3,7	3,1	3,4	6,7
-0.5+0.2	5,7	5,6	4,3	8,7
-0.2+0.112	4	5,8	3,2	7
-0.112+0.04	5,1	6,7	5,6	2,8
-0.04	62,4	50,4	44,7	20,6
Сумма	100	100	100	100

Минеральный состав продуктов выветривания по зонам разреза приведен в таблице 3.

Таблица 3. Минеральный состав золотоносной коры выветривания, развитой по кислым породам Ольховского комплекса

Фракция, мм	Дресвяно-щебенистая зона	Монтмориллонит-гидрослюдистая зона	Охристо-каолиновая зона
Дресвяная, +1,0	Буровато-желтые, желтоватые, красно-бурые глинисто-сухаристые элювиальные образования. Представлены кварц-альбит-хлорит-серицитовыми, кварц-альбит-эпидот-хлоритовыми, кварц-мусковитовыми и кварц-амфиболитовыми метасоматитами, образованными за счет магматических пород кислого и среднего состава.	Обломки выветрелых кварц-альбит-хлорит-серицитовых, кварц-альбит-эпидот-хлоритовых, кварц-мусковитовых и кварц-амфиболитовых метасоматитов и кварца, покрытого пленкой гидроокислов железа и марганца, реже гематита.	Обохренные обломки кварца, гематит, реже обломки интенсивно выветрелых материнских пород - кварц-альбит-хлорит-серицитовых, кварц-альбит-хлоритовых, кварц-карбонатных метасоматитов, образованных за счет пород среднего и кислого состава

Продолжение таблицы 3.

Песчаная, -1,0 + 0,1	*Минералы тяжелой фракции* - магнетит, мартит, мушкетовит, гематит, ильменит, гидроокислы железа, амфиболы (роговая обманка, актинолит), пирит и псевдоморфозы лимонита по пириту, марганцевые минералы, хлоритоид, циркон (гиацинт), барит, шпинель, корунд, анатаз *Легкая фракция* – кварц, карбонаты, калиевые полевые шпаты, серицитизированный плагиоклаз	*Минералы тяжелой фракции* - амфиболы, магнетит, гематит и гидроокислы железа, часто в виде псевдоморфоз по кубическим и пентагон-додекаэдрическим кристаллам пирита, редко ильменит и рутил. В незначительном количестве присутствует, хлоритоид, шпинель, корунд, циркон, единичные знаки марганцевых минералов и самородного золота. *Легкая фракция* - кварц, полевые шпаты, слюды	*Минералы тяжелой фракции*- магнетит, гематит, гидроокислы железа, в том числе и псевдоморфозы по пириту, циркон (гиацинт) и самородное золото. Редкие и единичные знаки – ильменит, рутил, марганцевые минералы, хлоритоид, корунд, шпинель. *Легкая фракция* - обломки обохренного кварца, калиевого полевого шпата, редкие знаки серицитизированных плагиоклазов, слюды.

Продолжение таблицы 3.

Алевролитовая, -0,1 + 0,01	*Минералы тяжелой фракции:* *м*агнетит, мартит, магнитные шарики, гематит, пирит лимонитизированный, ильменит, лимонит, окислы и гидроокислы железа, циркон (гиацинт) - осн. масса (17%), шпинель (черная), пирит, золото (12 зн.), ед.знаки - рутил, анатаз, монацит *Легкая фракция* - кварц, полевые шпаты, слюды	*Минералы тяжелой фракции* - *м*агнетит, мартит, магнитные шарики, ильменит, гематит, гетит, рутил, анатаз, окислы и гидроокислы железа, амфиболы – актинолит, пентагон-додекаэдрический и кубический лимонитизированный пирит, корунд, рутил, шпинель (ед. знаки), циркон (гиацинт), шпинель (черная), пирит, золото (14 зн.), *Легкая фракция* - кварц, полевые шпаты, слюды	*Минералы тяжелой фракции* - магнетит, мартит, гематит, красный железняк, окислы и гидроокислы железа, амфиболы (роговая обманка, актинолит), псевдоморфозы лимонита по пириту, хлоритоид, барит *Легкая фракция* - кварц, полевые шпаты, слюды
Пелитовая, -0,01	Кальцит, кварц, смектит, иллит, плагиоклаз, кпш, следы гематита, каолинита, доломита, ангидрита?	Гидрослюда – гидромусковит и вермикулит, монтмориллонит и хлорит-монтмориллонитовые образования.	Кальцит, кварц, разупорядоченный смектит, плагиоклаз, кпш, каолинит, иллит, следы гематита, доломита, ангидрита

4.3. Глинистые минералы коры выветривания

Наиболее распространенными глинистыми минералами коры выветривания являются минералы группы гидрослюд, каолинита, смектита – монтмориллонита и нонтронита, смешаннослойные иллит-монтмориллонитовые и хлорит-монтмориллонитовые образования.

В данной работе используется классификация глинистых минералов, которая является наиболее устоявшейся. Термин гидрослюда используется как синоним слюд с дефицитом межслоевых катиотнов.

Группа гидрослюд представлена, главным образом, гидромусковитом и, в меньшей степени, вермикулитом. В продуктах коры выветривания данные минералы встречаются в виде мелких серебристых чешуек, преимущественно, в тонкодисперсной фракции. Минералы группы гидрослюд обнаружены в большинстве изученных образцов, и, нередко, содержатся в значительных количествах, в среднем превышая 5%. Помимо этого, в большей части образцов, помимо собственно гидрослюдистых минералов, встречаются смешаннослойные образования иллит-монтмориллонитового состава.

При диагностике гидрослюды был использован метод дифференциально- термического анализа и рентгеноструктурный анализ.

На кривых нагревания гидрослюды характеризуются наличием следующих температурных эффектов: три эндотермические и одна экзотермическая реакция до 1000–1100°C.

Первая низкотемпературная эндотермическая реакция (с максимумом 120–160°C) соответствует потере межслойной воды и отличается обычно меньшей интенсивностью, чем в монтмориллонитах.

Вторая эндотермическая реакция начинается в интервале от 450 до 550°C и имеет максимум в пределах 550–650°C. При этом происходит потеря OH^{-} воды решетки и частично начинает изменяться структура. Вторая эндотермическая реакция гидрослюд обычно больше первой, что отличает

гидрослюды от монтмориллонитов, у которых соотношение пиков этих реакций обратные. В некоторых образцах первая эндотермическая реакция более интенсивна, чем вторая; это может быть связано с присутствием монтмориллонита.

Третья эндотермическая реакция наблюдается в интервале температур между 850–950°С; при этом происходит полное разрушение структуры гидрослюды. Экзотермическая реакция отмечается в интервале температур 900 - 1000°С и связана с перекристаллизацией аморфных продуктов разрушения структуры гидрослюды (Рис. 24). Примесь каолинита вызывает повышение экзотермического пика.

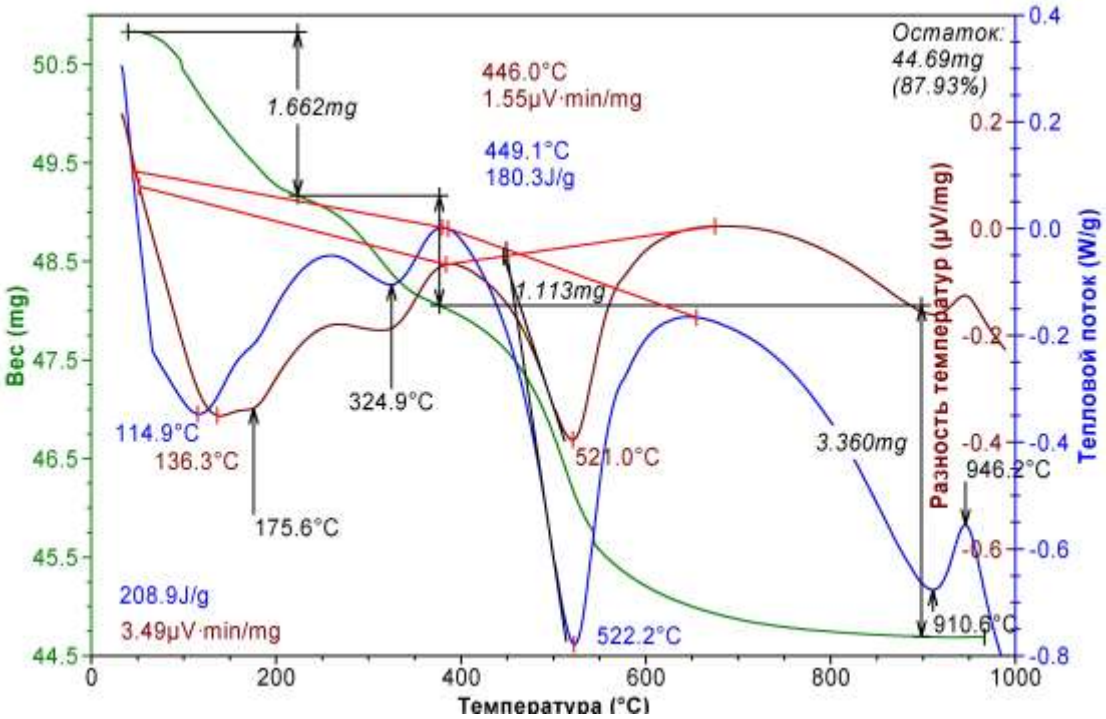


Рисунок 24. Результаты термического анализа глин каолинит-гидрослюдистого состава с примесью окислов и гидроокислов железа. Синяя линия – кривая дифференциально-термического анализа, зелёная – кривая термогравиметрического анализа (кривая обезвоживания).

Для подтверждения результатов термического анализа был проведен рентгеноструктурный анализ тонкодисперсной пелитовой фракции в трех

навесках: воздушно-сухой образец, насыщенный этиленгликолем и прокаленый до 600°С.

Для гидромусковита характерны следующие основные линии рентгенограмм сухого образца - 1.49, 1.98, 2.55, 2.98, 10 нм, для вермикулита – 2.01, 2.55, 3.55, 4.43, 7.2, 14.5.

Группа каолинита представлена одним минералом - каолинитом.

Каолинит широко распространен в корах выветривания с развитым полным профилем, но наибольшее распространение получил в охристо-каолиновой зоне, а также в переотложенных продуктах. Минерал буроватого и буро-красного цвета, что обьясняется примесью окислов и гидроокислов железа. Термические исследования глин, в которых содержится каолинит, показали, что кривые ДТА чистого каолинита характеризуются одной интенсивной эндотермической реакцией с максимумом в интервале 515–610°С (в зависимости от степени кристалличности и от размера частиц) и экзотермической реакцией с максимумом в интервале 925– 1000°С. Экзотермическая реакция часто имеет завышенные пики, за счет содержащихся в пробе гидрослюд. Эндотермическая реакция связана с потерей кристаллизационной воды (или гидроксильной воды решетки) и аморфизацией минерала при сохранении некоторой степени упорядоченности структуры каолинита. Экзотермическая реакция обусловлена кристаллизацией рентгеноаморфных продуктов распада каолинита и образованием зародышей муллита. Кривые обезвоживания каолинита до 400°С почти прямолинейны (рис. 25), иногда лишь отмечается небольшая потеря воды при более низких температурах. Большая часть воды выделяется в пределах 400–525°С, далее небольшое количество воды выделяется до 750– 800°С, когда наступает полная дегидратация. Часто на термограммах отмечается дополнительный эндоэффект в интервале температур 280– 350°С, что характерно для примеси железа в оксидной и гидроксидной формах.

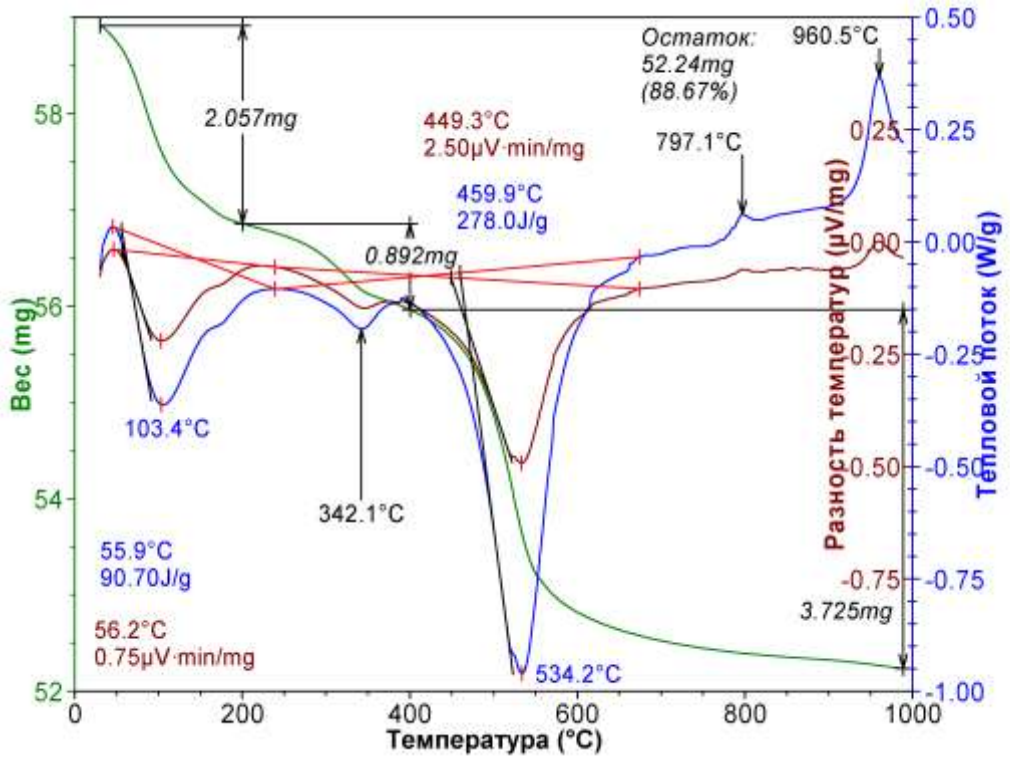


Рисунок 25. Результаты термического анализа глин каолинит-гидрослюдистого состава с примесью окислов и гидроокислов железа. Синяя линия – кривая дифференциально-термического анализа, зелёная – кривая термогравиметрического анализа (кривая обезвоживания)

При исследовании глин каолинитового состава методом рентгеноструктурного анализа фиксировались следующие основные линии: 1.126, 1.28, 1.5, 2.34, 3.57, 7.14.

Группа монтмориллонита представлена двумя минералами – монтмориллонитом и его железистой разностью - нонтронитом.

Монтмориллонит на кривых нагревания характеризуются наличием трех эндотермических реакций и двух экзотермических (рис. 26).

Первая эндотермическая реакция, связанная с потерей межслойной воды, очень интенсивна и протекает между 100 – 250°С, имея максимум около 150 –180°С.

Вторая эндотермическая реакция, связанная с потерей гидроксильной воды решетки и разрушением последней, менее интенсивна, но все же

значительная. Она начинается около 450 – 500°С и имеет максимум в пределах от 500 до 700°С и выше.

Вслед за третьей эндотермической реакцией следует экзотермическая, иногда выраженная очень резко, иногда слабо, которая связана с кристаллизацией аморфных продуктов разложения монтмориллонита. Экзотермическая реакция в интервале 300–400°С связана с окислением органического вещества. Более железистые разновидности (с замещением алюминия железом в октаэдрическом слое) имеют максимум ниже 600°С.

Нонтронит также имеют вторую эндотермическую реакцию около 600°С и ниже. Третий эндотермический эффект на кривых нагревания монтмориллонитов, наблюдающийся в интервале 800–900°С и имеет небольшую интенсивность. При 1200°С в монтмориллонитовых глинах наблюдается вторая экзотермическая реакция, связанная с образованием муллита или кордиерита, что определяется уже общим составом реагирующих веществ и не зависит от первичных структурных особенностей монтмориллонита.

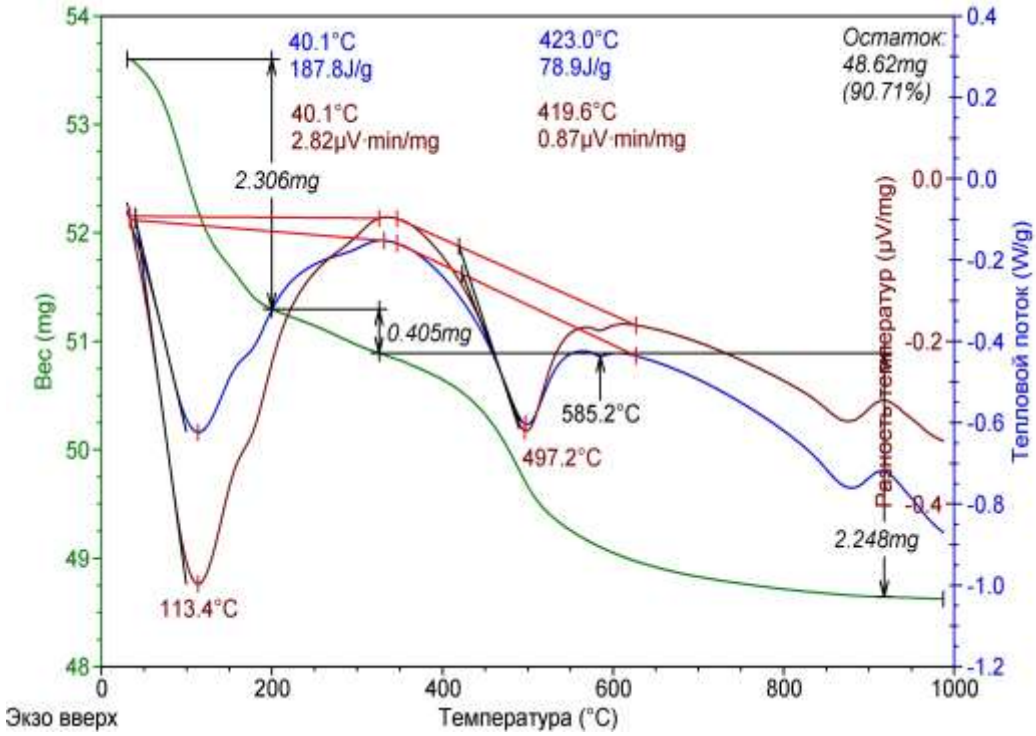


Рисунок 26. Результаты термического анализа глин монтмориллонитового состава с примесью гидрослюды. Синяя линия – кривая дифференциально-

термического анализа, зелёная – кривая термогравиметрического анализа (кривая обезвоживания).

На рентгенограммах монтмориллонит имеет следующие основные линии: 1.49, 1.693, 2.21, 2.56, 3.65, 4.5, 7.1, 14.9. При насыщении образца этиленгликолем происходило смещение рефлексов до16.5 и 7.4.

Нонтронит нарентгенограммах характеризуется следующими значениями: 3.62, 7.2, 14.5, 16. При прокаливании до 600°С смещение рефлекса до 9.5.

Смешаннослойные монтмориллонит-хлоритового состава достоверно фиксируются на рентгенограммах, термический анализ не дает четких представлений о присутствии следов смешаннослойных образований, т.к происходит наложение термоэффектов других минералов.

По результатам рентгеноструктурного анализа смешаннослойные образования характеризуются следующими параметрами: 1.4, 1.5, 2.0, 2.56, 3.5, 5.08, 7.2, 14.5.

Помимо собственно глинистых минералов в нижней части сформированоой коры выветривания достоверно фиксируются карбонаты – кальцит и, вероятно, доломит, об этом свидетельствует наличие знасимого эндотермического эффекта в интервале температур 800-900°С. Кривые дифференциально-термического анализа приведены на рисунке 27.

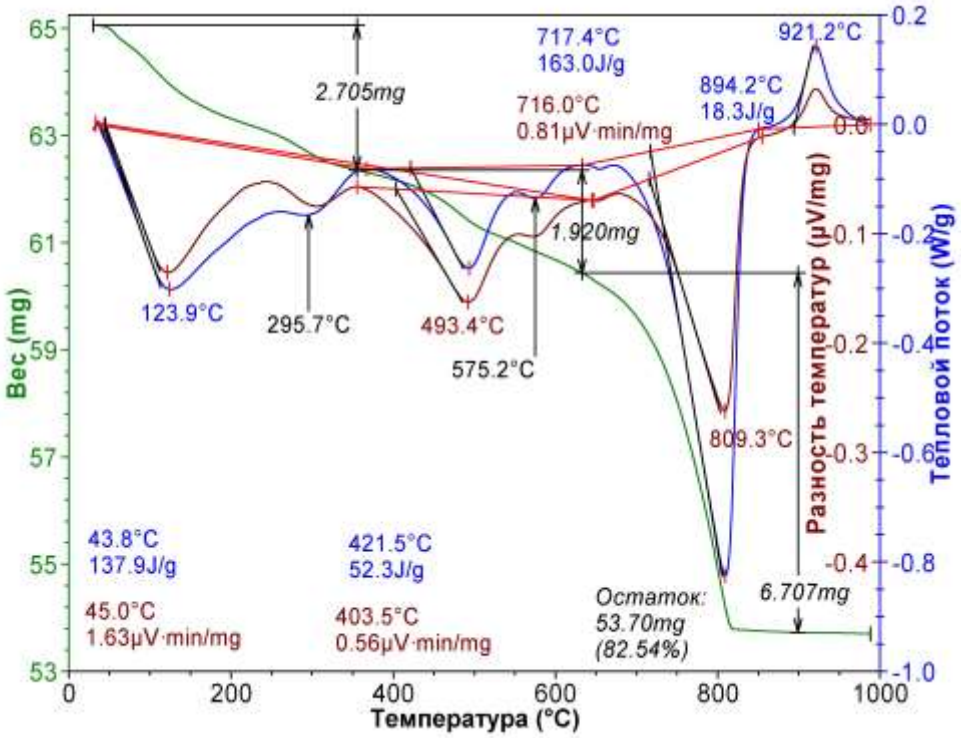


Рисунок 27. Результаты термического анализа глин смешаннослойного монтмориллонит-гидрослюдистого состава и карбонатов (кальцит). Синяя линия – кривая дифференциально-термического анализа, зелёная – кривая термогравиметрического анализа (кривая обезвоживания).

4.4. Петро – геохимическая характеристика кор выветривания

С целью геохимической характеристики выделенных зон было проведено количественное определение основных породообразующих элементов по профилю коры выветривания методом масс-спектрального анализа с индуктивно связанной плазмой.

При математической обработке полученных результатов было установлено, что остаточные коры выветривания в геохимическом отношении характеризуются накоплением оксидов железа и марганца на фоне выноса щелочных элементов по отношению к материнскому субстрату, и только в охристо-каолиновой зоне сформированной коры отмечаются повышенные значения калия. С увеличением степени гипергенной

проработки увеличиваются содержания оксидов железа и марганца, достигая максимальных значений в верхней охристой зоне.

Изучение химического состава пород по профилю коры выветривания позволило установить главные ассоциации элементов и их пространственное распределение.

Факторным анализом было выделено три устойчивые ассоциации петрогенных элементов путем вычисления матрицы факторных нагрузок (таблица 4).

Таблица 4. Матрица факторных нагрузок

	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
Na	-0,03	-0,88	-0,16
Mg	-0,04	0,07	**0,93**
Al	**0,64**	-0,13	0,01
K	0,35	-0,84	-0,10
Ca	0,30	0,22	**0,42**
Ti	**0,91**	0,01	-0,08
Mn	-0,11	**0,72**	-0,44
Fe	-0,72	**0,44**	-0,31
Zr	**0,36**	-0,18	0,01
Ag	-0,64	**0,41**	0,31
Общ.дис.	2,51	2,46	1,31

Первый фактор характеризуется повышенной положительной корреляционной связью алюминия, циркона и титана. Эта ассоциация малоподвижных или устойчивых элементов, содержание которых по профилю выветривания практически одинаково и составляет от 0,016 до 0,071 мас. % при среднем значении 0,012 мас.% для циркона, и от 0,1 до 0,67 мас.% при среднем 0,0446 для титана соответственно.

Магний и кальций входят в состав второй ассоциации, которая характеризует среднюю монтмориллонит-гидрослюдистую зону. Эти элементы освобождаются при выветривании исходных пород и лишь в

нижней части зоны задерживаются в составе некоторых глинистых минералов, затем выносятся.

Третий фактор указывает на тесную взаимосвязь железа, марганца, золота и серебра. Эти элементы характерны для верхней, наиболее измененной выветриванием, охристо-каолиновой зоны, где происходит накопление оксидов железа и марганца, а золото в виде тонкой механической примеси установлено в зернах гематита [50].

Пространственные взаимоотношения петрогенных элементов по профилю коры выветривания показаны на рисунке 28.

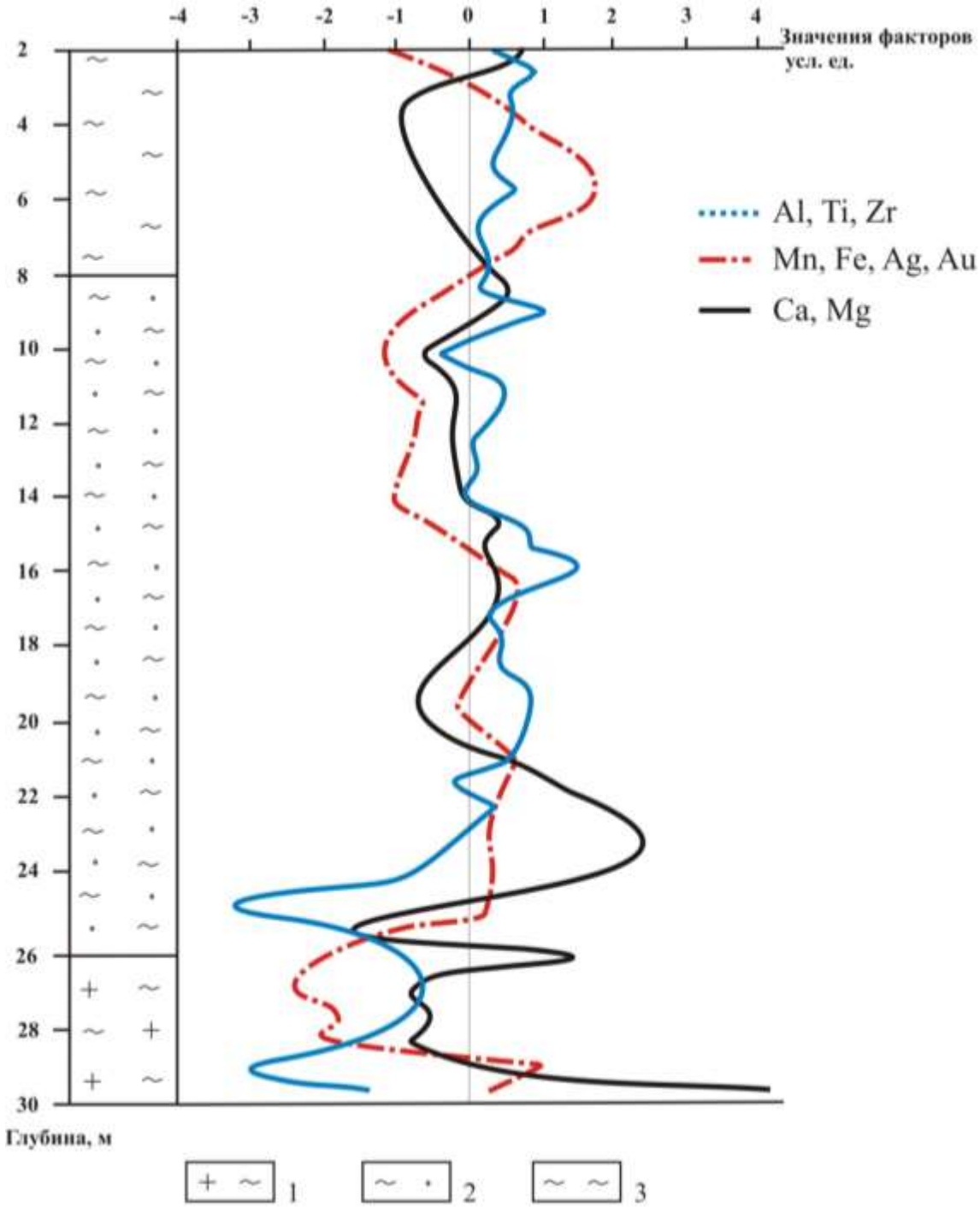


Рисунок 28. Пространственные взаимоотношения ассоциаций петрогенных элементов по профилю коры выветривания. Зона: 1) – дресвяно-щебенистая, 2) - монтмориллонит-гидрослюдистая, 3) – охристо-каолиновая

Коры выветривания, приуроченные к полям развития карбонатных образований Чибижекской свиты, по составу относятся к каолиновому и каолинит-гидрослюдистому типу. Этот профиль не имеет четкой

минералогической вертикальной зональности. В нижней части коры выветривания доминирующая роль принадлежит минералам – гидрослюде и монтмориллониту. Далее вверх по разрезу с возрастанием степени выветривания пород увеличивается количество каолинитовой составляющей. Дресвяная фракция представлена обломками пород и крупными скрытокристаллическими агрегатами гематита, часто золотоносного. По результатам атомно-абсорбционного анализа содержание золота в гематитовых агрегатах колеблется от 0,608 до 6,4 г/т, в среднем составляя 5,37 г/т. Песчаная магнитная и электромагнитная фракция представлена магнетитом, гематитом, лимонитизированным пиритом, единичные знаки ильменита, немагнитная фракция - циркон, рутил, шпинель и золото [48].

По результатам атомно-абсорбционного химического анализа песчаной, алевролитовой и глинистой фракции можно сделать вывод, о том, что золото концентрируется, главным образом в песчаной и алевролитовой фракции и составляет в среднем 0,6 г/т и 0,3 г/т соответственно. Содержание золото в глинистой составляющей не превышает 0,3 г/т при среднем значении 0,02 г/т.

С целью геохимической характеристики выделенных зон было проведено количественное определение основных породообразующих элементов по профилю коры выветривания методом рентгенофлюоресцентного анализа (РФА). РФА, как метод реализации силикатного анализа выполнялся с использованием микроанализатора HORIBA X-Ray Analytical Microscope XGT 7200, оснащенного энергодисперсионным детектором с пределом обнаружения химических элементов до 0,01 %. Данный прибор позволяет делать качественный и количественный химический анализ в диапазоне измерения элементов от натрия до урана, а также анализировать распределения элементов с использованием функции картирования. Анализ производился на подготовленных препаратах (таблетках) при параметрах: напряжение 50 кВ, сила тока 0,5 мА, время сканирования 100 с, площадь сканирующего луча 1,2

мм. Таблетки изготавливались следующим образом: истертая проба спрессовывалась под гидравлическим прессом, после чего спекалась в муфельной печи в течение 9 часов при температуре 900 °С. Пробы были отобраны из керна скважин с интервалом опробования 1 метр. Всего было исследовано 48 образцов, по три измерения на пробу.

Для характеристики процесса корообразования и количественной их оценки были применены следующие параметры, предложенные Е.В.Скляровым (2001 г) и И.И.Гинзбургом (1963 г) с дополнениями автора:

1. Индекс выветривания [79],
2. Коэффициент ферритизации,
3. Коэффициент окисления,
4. Коэффициент аллитизации
5. Коэффициент выщелачивания
6. Коэффициент разложения [13]

Индекс химического изменения (CIA). В качестве критерия для разграничения отложений, принято считать значение индекса, равное 70. Невыветрелые породы характеризуются значениями CIA порядка 50, тогда как сильно выветрелые разновидности соответствуют CIA около 100.

$$[Al_2O_3/ (Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)]*100$$ [10, 11, 13]

Коры выветривания, в районе исследований, развитые по гранитам, характеризуются постепенным увеличением индекса химического выветривания снизу вверх, от слабо выветрелых исходных пород с индексом CIA 55, до интенсивно преобразованных пород с индексом CIA до 80.

Коэффициент ферритизации – отношение содержаний окиси железа к кремнезему в продуктах выветривания к такому же отношению в материнской породе:

$$(Fe_2O_3/SiO_2)/ (Fe2O3/SiO_2)$$ исх

Коэффициент ферритизации колеблется по профилю выветривания от 0,6 до 2,5, достигая максимальный значений в верхней части сформированной коры выветривания.

Коэффициент окисления - отношение суммы содержаний окиси железа, двуокиси марганца в продуктах выветривания к такой же сумме окиси и закиси железа и закиси марганцав материнской породе:

$(Fe_2O_3+MnO_2)/ (Fe_2O_3+FeO+MnO)$ исх

Значения коэффициента окисления находятся в пределах от 0,65 в зоне слабо выветрелых пород, которые предствалены гранитом, гранодиоритом и обломкками кварц-альбит-хлорит-серицитовых, кварц-альбит-эпидот-хлоритовых, кварц-мусковитовых и кварц-амфиболитовых метасоматитов, и продуктами их разложения и до 2,5 в охристо-каолиновой зоне.

Коэффициент аллитизации – отношение содержаний глинозема к кремнезему в продуктах выветривания к такому же отношению в материнской породе:

$(Al_2O3/SiO_2)/ (Al_2O_3/SiO_2)$ исх

Коэффициент аллитизации находится в интервале от 0,65 до 1,12.

Коэффициент выщелачивания – показывает степень выноса оснований в продуктах выветривания по отношению к материнской породе:

$(CaO+K_2O+Na_2O)/ (CaO+K_2O+Na_2O)$ исх

Значение коэффициента выщелачивания колеблется в пределах от 0,1 до 1,7.

Коэффициент разложения – отношение содержания оксида трехвалентного железа к содержанию оксида кальция в материнской породе.

Fe_2O_3/CaO исх [13]

Разброс в значених коэффициента разложения весьма значительный. Минимальные значения характерны для слабо выветрелых пород и составляют 0,08, а максимальные фиксируются в верхней части профиля коры, и имеют значение 25,67, что и отражает процесс корообразования с полным профилем выветривания [64].

В результате проведенных исследований установлено, что охристо-каолиновая зона - верхняя интенсивно проработанная зона сформированной коры выветривания. В минералогическом отношении характеризуется

преобладанием пелитовой фракции крупности, которая состоит из кальцита, кварца, каолинита, разупорядоченного смектита, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, иллита, гематита и гетита что согласуется с выводами E. Galan с соавторами и Georges Martial Ndzana, Li Huang и др. [107, 111]. Песчаная и алевролитовая фракции представлены следующими минералами: *тяжелая фракция* – магнетит, мартит и мушкетовит, гематит, гидроокислы желез, амфиболы (роговая обманка, актинолит), циркон (гиацинт), золото, ед. знаки – ильменит, пирит и псевдоморфозы лимонита по пириту, марганцевые минералы, хлоритоид, шпинель, корунд, рутил, анатаз, *легкая фракция* – обломки обохренного кварца, серицитизированный плагиоклаз, калиевые полевые шпаты, карбонаты. Дресвяная фракция (более 1мм) - крупные обохренные обломки кварца, гематита, реже обломки интенсивно выветрелых материнских пород – гранитов, кварц-альбит-хлорит-серицитовых, кварц-альбит-хлоритовых и кварц-мусковитовых метасоматитов.

Выделенная, охристо-каолиновая, зона характеризуется следующими петрохимическими параметрами, расчитанными по предложенной методике: коэффициент ферритизации от 2,2 до 2,46; коэффициент окисления – 1,7-2,27, коэффициент аллитизации – 0,71-0,94; коэффициент выщелачивания – 0,88-1,03 (Рис. 29). Коэффициент разложения в этой зоне имеет наибольшие значения от 6,5 до 17,8, а по отдельным скважинам коэффициент разложения достигает значений до 27. Индекс выветривания, рассчитанный по методике, предложенной Е.В. Скляровым (2001 г) и Я В.Юдовичем (2000 г), характеризуется высокими значениями от 68 до 76. Максимальные концентрации золота, которые достигают значений 4,5 г/т, при среднем значении 2,7г/т, приурочены к нижней части верхней охристо-каолиновой зоны, что не противоречит выводам Н.А.Рослякова, Ю.А.Калинина и др. [33, 74].

Средняя монтмориллонит-гидрослюдистая зона представлена минералами глинистой фракции - гидромусковитом и вермикулитом,

монтмориллонитом и смешаннослойными хлорит-монтмориллонитовыми образованиями. Песчаная и алевролитовая фракции крупности представлены магнетитом, гематитом и гидроокислами железа, часто в виде псевдоморфоз по кубическим и пентагон-додекаэдрическим кристаллам пирита, амфиболами, редко ильменитом и рутилом, в незначительном количестве присутствует, хлоритоид, шпинель, корунд, циркон, эпидот, единичные знаки марганцевых минералов, и самородного золота, легкая фракция – кварц, плагиоклазы, полевые шпаты и слюды. Дресвяная фракция крупности представлена обломками выветрелых кварц-альбит-хлорит-серицитовых, кварц-альбит-эпидот-хлоритовых, кварц-мусковитовых, кварц-амфиболитовых метасоматитов и кварца, который покрыт пленкой гидроокислов железа и марганца, реже гематита.

В петрохимическом отношении выделенная монтмориллонит-гидрослюдистая зона, в отличие от верхней охристо-каолиновой зоны, имеет более низкие коэффициенты: ферритизации от 1,2 до 2,1; окисления – 0,9-1,53, аллитизации – 0,56-0,7, разложения – 2,7-6,7 и более высокий коэффициент выщелачивания – 0,9-1,2 (Рис. 29). Индекс химического выветривания составляет 60-68. Содержание золота в монтмориллонит-гидрослюдистой зоне не превышают 0,5-1г/т, при среднем 0,43.

Нижняя зона дезинтеграции сложена обломкками кварц-альбит-хлорит-серицитовых, кварц-альбит-эпидот-хлоритовых, кварц-мусковитовых и кварц-амфиболитовых метасоматитов, и продуктами их разложения. В незначительном количестве присутствуют минералы песчаной и алевролитовой фракций крупности - кварц, калиевый полевой шпат, серицитизированные плагиоклазы, слюды, магнетит, гематит, гидроокислы железа, в том числе и псевдоморфозы по пириту, амфиболы, циркон, единичные знаки ильменита, рутила, барита, корунда, шпинели. Пелитовая фракция представлена кальцитом, присутствуют кварц, разупорядоченный смектит, иллит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, следы доломита, ангидрита.

Коэффициенты выветривания в выделенной зоне дезинтергации указывают на породы со слабой степенью их гипергенной проработки. Коэффициент ферритизации от 0,4 до 1,02, коэффициент окисления – 0,9-1,2, аллитизации – 0,45-0,7, разложения – 1,58-4,3, коэффициент выщелачивания – 1-1,7 (Рис. 29). Индекс химического выветривания составляет 58-64. Повышенные содержания золота отмечаются в единичных пробах, до 3,8г/т при среднем 0,5 г/т. Эти данные не противоречат представлениям К.Р. Ковалева, Е.А. Наумова и др (2009 г) и согласуются с выводами Н.В. Петровской (1973г) [108].

Помимо характеристики выделенных зон с помощью известной методики Гинзбурга [13], нами установлена зависимость между поведением золота в коре выветривания и значениями показателей выветривания. Так, максимальные содержания золота до 4,5 г/т приурочены к верхней охристо-каолиновой зоне с высокими значениями коэффициента ферритизации, аллитизации и коэффициента окисления и минимальными значениями коэффициента выщелачивания. И наоборот, низкие содержания золото характерны для менее выветрелых пород с минимальными значениями коэффициентоы ферритизации, аллитизации и окисления (рис. 29).

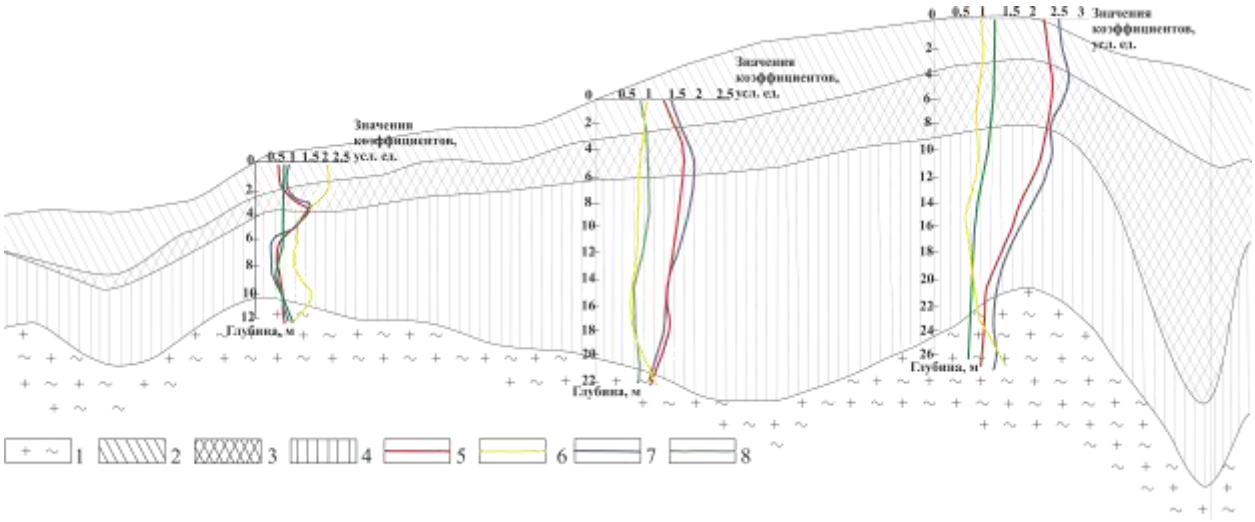


Рисунок 29. Схематический геологический разрез. Зона: 1) дресвяно-щебенистая; 2) охристо-каолиновая; 3) нижняя часть охристо-каолиновой зоны с повышенными содержаниями золота; 4) монтмориллонит-

гидрослюдистая. Коэффициенты: 5) окисления; 6) выщелачивания; 7) ферритизации; 8) аллитизации

С целью установления основного источника золотоносной минерализации в остаточных корах выветривания, было проведено количественное определение 28 элементов, включая золото и серебро, методом масс-спектрального анализа с индуктивно-связанной плазмой. Пробой служили обломки слабовыветрелых метасоматитов, отобранных из нижней зоны дезинтеграции и сколковые пробы, отобранные точечно из горных выработок.

По результатам проведенных исследований установлено, что максимальные содержания золота, серебра, железа, а также мышьяка, свинца, цинка и др. характерны для пород березитовой формации, а также интенсивно ожелезненных (лимонитизированных) пород. Для амфиболитовых метасоматитов отмечается повышение содержаний ниобия, тантала и гафния. Результаты проведенных исследований приведены в таблице 5.

Наряду с остаточной корой, на площади рудного района выделяются продукты переотложенной коры выветривания в водных, наземных и озерно-болотных условиях [91, 145]. Это преимущественно светло-коричневые глинистые, глинисто-щебенистые образования, представленные каолинитом и гидрослюдой с обломками гранита, гранодиорита, кварца, известняка и бурого железняка. Песчаная и алевритовая фракции содержат магнетит, гематит, окислы и гидроокислы железа и марганца, пирит. В незначительных количествах присутствует ильменит, рутил, брукит, анатаз, лейкоксен, циркон, корунд и золото. Минералы легкой фракции – кварц, полевые шпаты, редкие знаки марганцевых минералов и карбонатов. Гранулометрический состав продуктов переотложенной коры выветривания следующий: дресвяная фракция – 35 %, песчаная – 10 %, алевролитовая – 7 % и глинистая фракция – 48 %. Эти образования залегают на элювиальной коре

и сохранились в пределах древней поверхности. Мощность от 1 до 10 м, в карстовых полостях до 40 м [50].

Таблица 5. Химический состав обломков слабовыветрелых пород, отбранных из нижней зоны дезинтеграции

№	Описание образца	Be	P	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Nb	Mo	Ru	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Hf	Ta	W	Au	Pb	Bi
		Содержание, г/т																											
I	Обломки пород коры выветривания , фракция крупности более 10мм (общ)	1,02	399	107	105	797	39978	10	29	115	62	12	1.42	19	<1	2.48	0.81	0.004	1.36	0.14	2.09	0.90	0.56	0.65	0.15	0.86	2.65	6	0.47
II	Породы коры выветривания , фракция крупности более 5мм (общ)	2,17	933	219	198	>10000	>100000	>500	260	641	442	15	1,21	1444	<1	2,02	>10	0,016	2,70	5,08	0,75	13,77	0,67	0,64	0,11	1,44	3,71	251	>10
III	Обломки амфиболовых метасоматитов, фракция крупности более 10 мм	1.20	1099	153	150	2685	50226	17	64	47	91	14	1.85	22	<1	12,65	1,43	0,009	0,02	0,37	1,87	1,01	0,11	1,72	0,77	1,34	<0,00	10	0,20
IV	Окислы и гидроокислы железа коры выветривания, фракция крупности более 5 мм	2,42	1125	338	226	>10000	>100000	>500	432	1589	>500	15	1,58	3389	<1	2,31	>10	0,044	3,91	8,84	0,72	36,30	1,06	0,93	0,13	3,48	4,40	267	>10
V	Метасоматиты коры ветривания, фракция более 5 мм	1,46	510	121	131	2320	50232	24	49	65	67	15	1,53	142	<1	7,00	2,15	0,007	0,21	0,44	2,28	2,46	0,28	1,25	0,47	1,27	0,10	15	13,66
VI	Кварц-полевошпатовые и амфиболовые метасоматиты, фракция более 5 мм	0,96	383	117	189	962	44928	18	41	134	50	11	1,45	44	<1	2,86	1,04	0,008	0,56	0,19	4,00	1,12	0,87	0,57	0,16	1,19	1,67	8	1,91
VII	Кварц-полевошпатовые метасоматиты, фракция более 10 мм	2,17	1718	150	312	1214	58497	11	70	55	57	15	0,91	17	<1	10,93	2,29	0,002	<0,01	0,68	2,72	0,72	0,07	2,60	0,69	1,69	0,007	6	<0,1

Продолжение таблицы 5.

VIII	Окислы и гидроокислы железа коры выветривания, фракция крупности более 5 мм	2,85	1032	243	156	>10000	>100000	>500	929	1316	>500	21	1,69	1444	<1	2,97	>10	0,030	6,13	>10	0,87	23,89	1,03	0,91	0,17	2,17	2,35	320	>10
IX	Кварц-полевошпатовые метасоматиты, фракция более 10 мм	0,58	444	100	140	654	29788	10	51	22	77	9	1,19	20	<1	4,44	0,43	0,003	0,12	0,20	0,96	1,34	0,04	0,51	0,27	0,89	0,070	5	0,58
X	Обломки выветрелого гранита, фракция более 10 мм	1,81	586	112	25	602	49899	10	70	41	102	14	0,99	38	<1	1,74	0,67	<0,001	0,10	0,35	0,58	0,60	0,04	0,12	<0,1	0,25	0,042	5	0,30
XI	Кварц-полевошпатовые и амфиболовые метасоматиты, ожелезнение, фракция более 10 мм	1,50	1112	114	129	>10000	>100000	169	141	1237	412	6	0,87	890	<1	0,99	>10	0,008	0,28	2,39	0,49	15,23	0,67	0,36	<0,1	0,61	0,11	62	>10
XII	Кварц-полевошпатовые метасоматиты, выветрелый гранит, фракция более 5мм	0,86	443	87	93	433	55451	7	48	69	88	8	0,72	86	<1	1,35	1,11	<0,001	0,06	0,17	0,58	1,40	0,11	0,26	<0,1	0,29	0,093	10	1,13

4.5. Особенности золота коры выветривания

В целях изучения особенностей золота коры выветривания, его морфологии, характера поверхностей и контактов с другими зернами было проведено изучение золота с использованием электронной микроскопии. Электронно-микроскопические исследования выполнены методом сканирующей электронной микроскопии (SEM) на приборе Jeol-100C с энергодисперсионной приставкой Kevex-Ray, позволяющей качественно оценить состав минералов. В процессе исследований проводилась съемка деталей поверхности и границ зерен, а также качественное определение состава по всей площади зерен и в точках, которые предварительно были намечены в процессе изучения под бинокуляром. Особое внимание уделялось разнообразным включениям в золоте, визуально наблюдаемым неоднородностям и т.п.

На заключительной стадии были сделаны микрозондовые анализы для выявления количественных соотношений между золотом и элементами-примесями (среди элементов-примесей определялись медь, серебро и ртуть). Золото анализировалось в полированных шашках микрорентгеноспектральным анализом на микрозонде MS-46 “Cameca”.

В результате проведенных исследований установлено, что пробность золота в коре выветривания колеблется в широких пределах, однако преобладает среднепробное и умеренновысокопробное (рис. 30). Исключением является вторичное гипергенное золото, которое имеет весьма высокопробный и высокопробный состав, в среднем составляя 995‰ (рис. 31). Основным элементом примесью являются серебро. Ртуть обнаружена в единичных пробах золота при максимальных значениях 0,5 мас. %, содержание меди в золоте ниже предела чувствительности прибора (<0,08 мас.%).

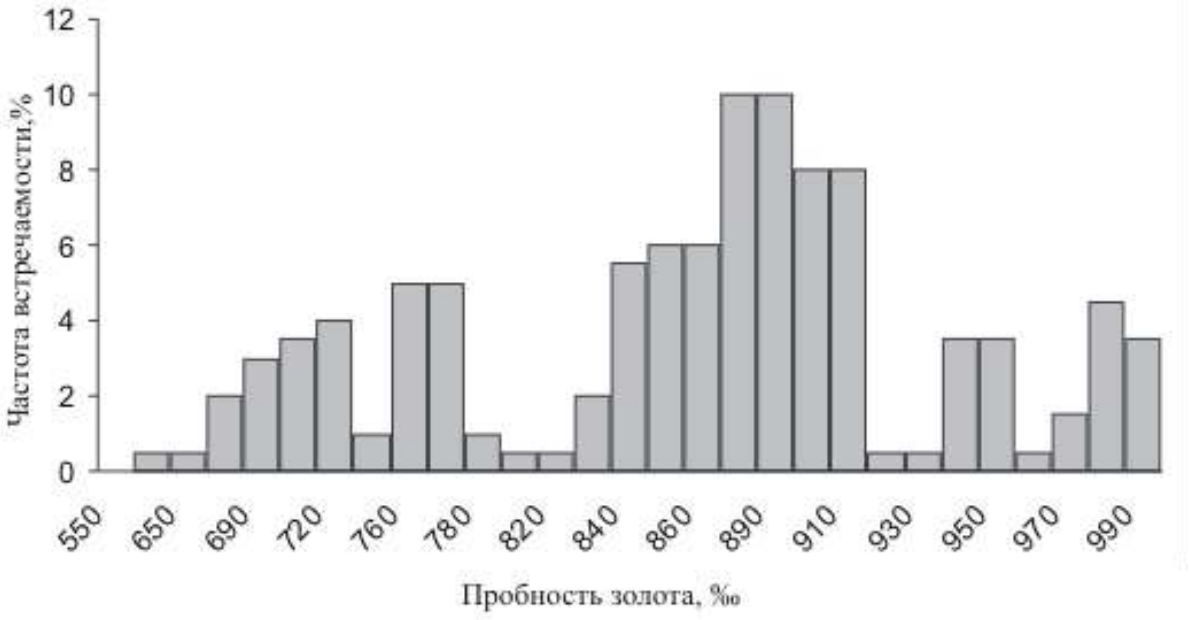


Рисунок 30. Гистограмма пробности первичного золота коры выветривания

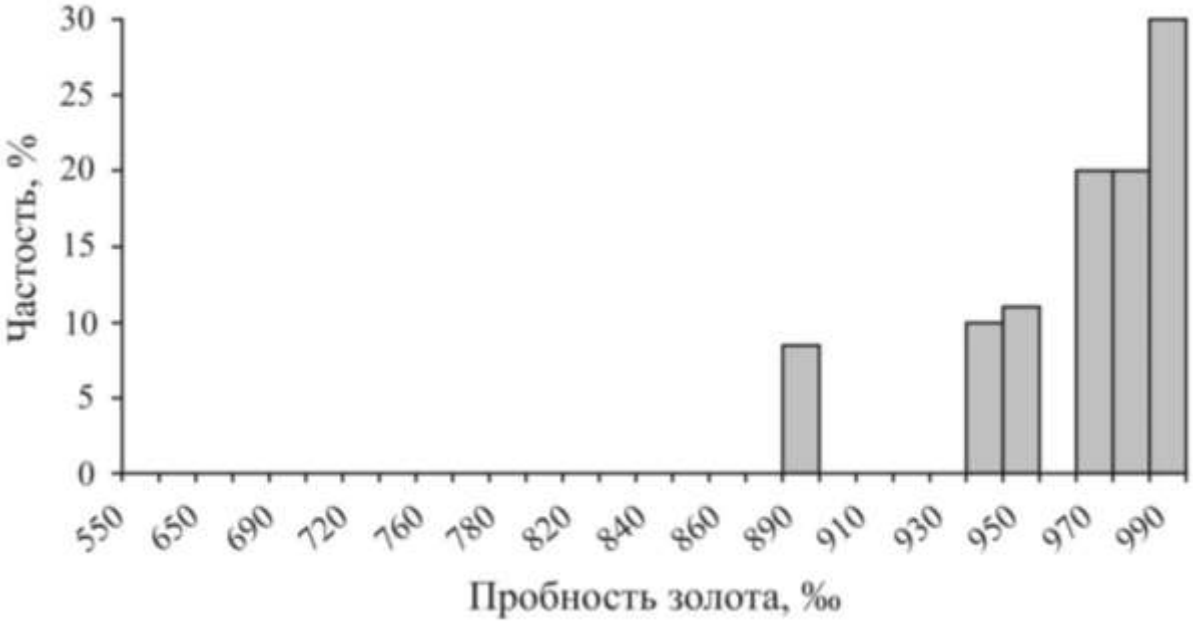


Рисунок 31. Гистограмма пробности вторичного (гипергенного) золота коры выветривания

По результатам проведенных электронно-микроскопических исследований можно выделить три основных морфологических типа золота: идиоморфное, гимидиоморфное и неправильное [47]. Идиоморфное золото характеризуется кристаллоподобными, изометричными формами. Гимидиоморфное представлено проволоковидными индивидами и

уплощенными кристалломорфными агрегатами, часто с пластинчатым строением и скульптурой роста, выражающейся в линейной ступенчатости. Неправильные формы золота – ксеноморфные, трещинные, прожилковые, интерстициальные выделения нитевидного облика. Эти формы характерны для вторичного гипергенного высокопробного золота, которое образует колломорфные нитевидные срастания с железистой массой, а также отмечается в виде пластинчатого нарастания на изометричных зернах кристаллоподобного золота.

Признаки гипергенного преобразования золота в коре выветривания фиксируются довольно часто. Выражаются они в структурах растворения, с выносом основных элеменов-примесей и образовании вторичного высокопробного золота (рис. 32).

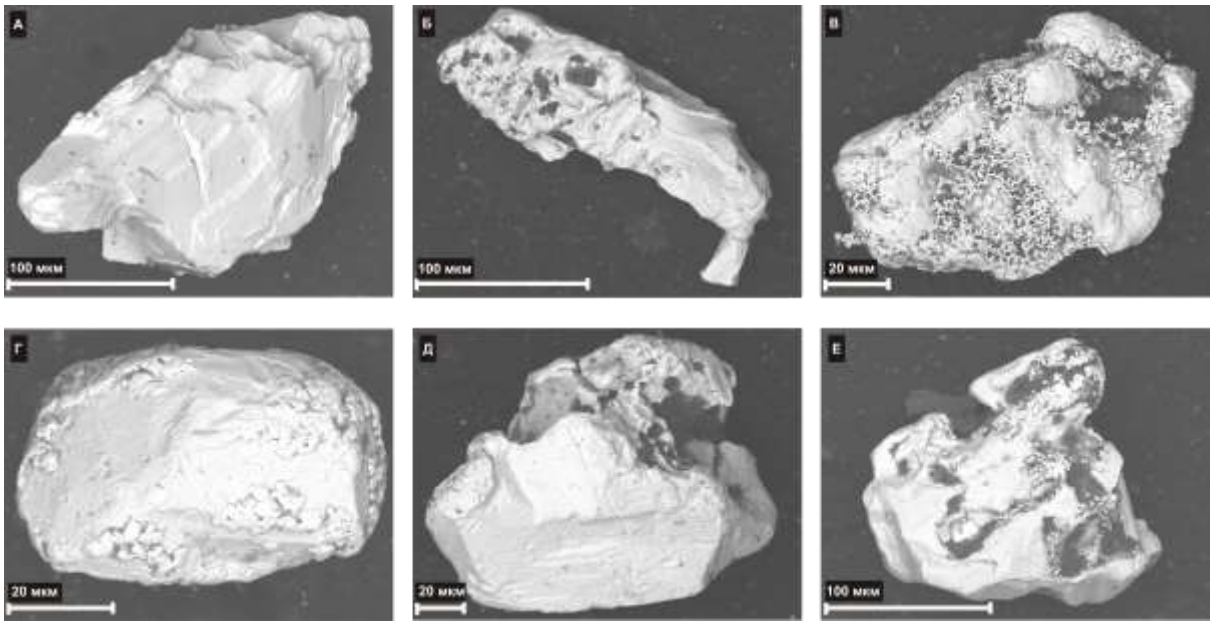


Рисунок 32. Морфология золота коры выветривания. Снято на сканирующем электронном микроскопе.

А – гимидиоморфное золото с послойным пластинчатым строением, Б – проволоковидное золото с участками разноориентированного ступенчатого рельефа, В - кристалломорфное золото в обрамлении дендритовидных агрегатов гипергенного высокопробного золота, Г – кристаллоподобное золото с пластинчатыми нарастаниями вторичного гипергенного золота, Д -

структура ямчатого растворения изометричного кристалла золота, Е - кристаллическое золото с признаками растворения на гранях и нарастание на них мелких единичных кристаллов золота и их сростков [48].

Помимо видимого золота в остаточной коре выветривания было установлено наличие тонкодисперсного золота. Минераграфические исследования показали, что золото образует колломорфные, эмульсионные и нитевидные срастания с окислами и гидроокислами железа, реже марганца (рис. 33). Эти данные позволяют предположить, что в образовании повышенных концентраций золота важную роль играет щелочной геохимический барьер, представляющий собой смену кислых условий щелочными, где вместе с золотом концентрируется железо и марганец в окисной и гидроокисной форме, что не противоречит выводам Н.А.Рослякова [74, 75].

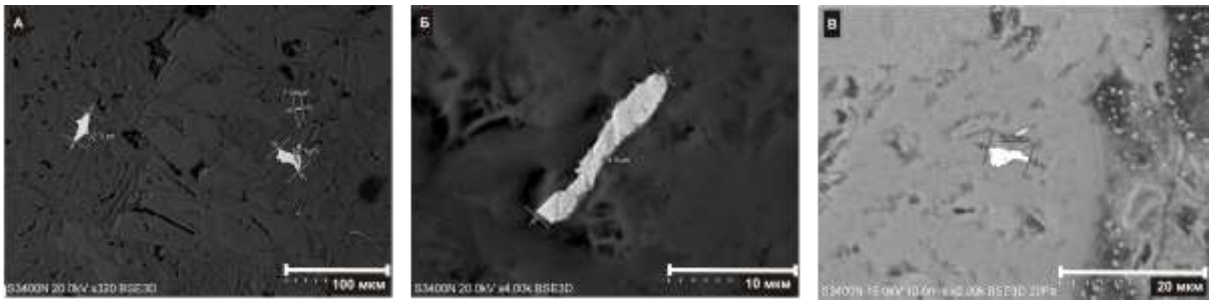


Рис. 33. Электронно-микроскопические снимки гематитовых агрегатов и зерен (серое) с включениями тонкодисперсного колломорфного и нитевидного золота (белое).

Кроме золота в зернах гематита и лимонитизированных обломках кварца было обнаружено самородное йодистое серебро – йодаргирит [50]. Располагается серебро в виде тонких гибких пластинок в лимонитизированных прожилках (рис. 34, рис. 35).

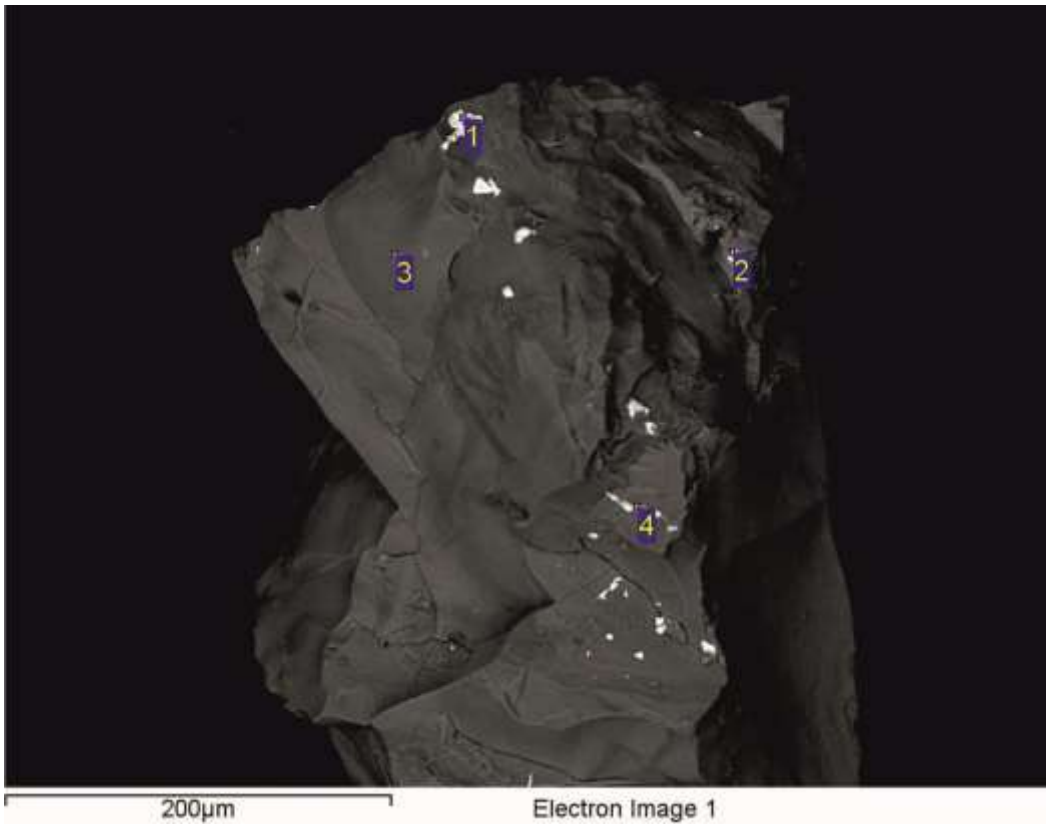


Рисунок 34. Электронно-микроскопические снимки гематитовых агрегатов (серое) с включениями йодаргирита (белое).

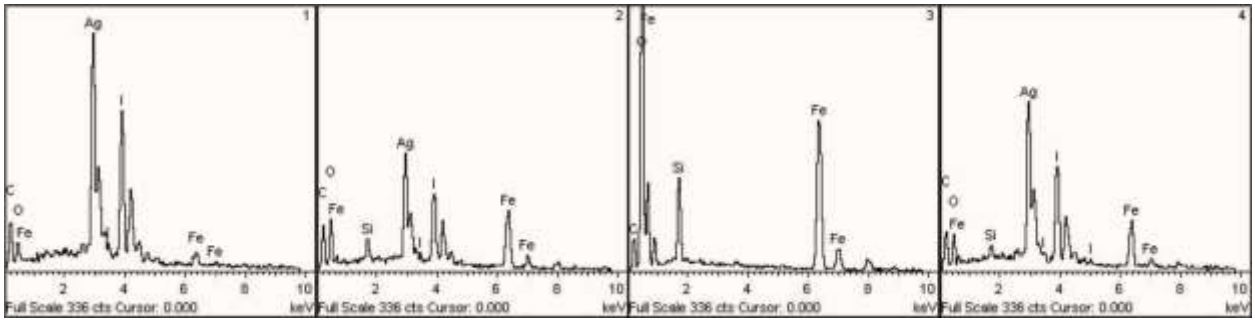


Рисунок 35. Спектры минерала йодаргирит, полученные с помощью энергодисперсионной приставкой Kevex-Ray.

Заключение

1. Изучено строение, зональность и минералого-геохимические особенности кор выветривания, развитых в пределах Ольховского месторождения (Восточный Саян).

2. Установлено, что в пределах Ольховского месторождения коры выветривания развиты довольно широко. Среди них выделяются остаточные и переотложенные. Остаточные коры выветривания мел-палеогенового возраста на площади района развиты по кислым и средним породам ольховского комплекса, а также карбонатным образованиям чибижекской свиты. Представлены они линейным и линейно-площадным морфологическими типами. Продукты выветривания сложены глинистым, песчано-глинистым и дресвяно-щебенистым материалом, с преобладанием тонкодисперсной глинистой фракции. Эти отложения в значительной степени лимонитизированы и карбонатизированы.

3. По составу остаточные коры выветривания относятся к каолиновому и каолинит-гидрослюдистому типу. Установлено, что они характеризуются развитием полного профиля, в составе которого выделяются зоны: дресвяно-щебенистая, монтмориллонит-гидрослюдистая и охристо-каолиновая. Повышенные содержания золота приурочены к нижней части верхней охристо-каолиновой зоны.

4. Золото коры выветривания, с некоторой условностью, подразделяется на первичное и вторичное – гипергенное. Первичное представлено идиоморфными, гемидиоморфными и неправильными формами с преобладанием кристалломорфных агрегатов послойного пластинчатого строения. Пробность первичного золота колеблется в широких пределах, преимущественно средне- и умеренновысокопробное. Вторичное – высокопробное.

5. Признаки гипергенного преобразования золота в коре выветривания выражаются в наличии структур растворения и образовании вторичного высокопробного гипергенного золота на изометричных зернах первичного видимого умеренновысокопробного золота, а также в виде микровключений в гематитовых агрегатах и зернах.

6. Помимо золота в лимонитизированных прожилках был обнаружен йодаргирит. Однако, вопрос нахождения и образования йодистого серебра в коре выветривания требует более детальных дополнительных исследований.

7. Определены геохимические критерии накопления золота в продуктах коры выветривания. Установлены характер изменения коэффициентов выветривания и особенности распределения золота в вертикальном разрезе кор выветривания. Максимальные содержания золота до 4,5 г/т приурочены к верхней охристо-каолиновой зоне с высокими значениями коэффициента ферритизации, аллитизации и коэффициента окисления и минимальными значениями коэффициента выщелачивания. И наоборот, низкие содержания золото характерны для слабо выветрелых пород с минимальными значениями коэффициентов ферритизации, аллитизации и окисления.

Список литературы

Опубликованная

1. *Александровский Ю.С., Мацера А.В*. Стратиграфия и палеография кайнозойских отложений юго-восточной Тувы /Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. - Красноярск, 2005, вып. 6. - С. 194-203.

2. *Астахов В.А., Раковец О.А*. Некоторые результаты изучения кайнозойских образований Каспинской впадины //Проблемы изучений четвертичного периода. – М., 1972. - С. 153-160.

3. *Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В*. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области //Геология и геофизика, 1996, № 1. - С. 63-77.

4. Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока. Материала научной конференции. Иркутск: Изд. ИГ СО РАН.2005г.

5. *Бородин В*.П. Методика мелкомасштабного обобщения данных литохимических съемок по потокам рассеяния /Методы разбраковки и оценки перспектив геохимических аномалий и аномальных площадей. – Магадан, 1982. – С. 33-34.

6. *Власов В.С., Волкова С.А., Вяхирев Н.П., Дьяконов Ю.С*. и др. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) Ленинград. Недра,1983 г., 359 с

7. *Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение - М: Недра, 1972, 240с

8. Геологическая карта СССР. Объяснительная записка. Масштаб 1:200 000. Серия Минусинская. Лист N-46-XVI. - М.: Госгеолтехиздат, 1962. 93 с.

9. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы Т.7, кн.1 /Под ред. П.С. Матросова, Г.Н. Шапошникова – Л.: Недра, 1988. - С. 221-280.

10. Геология и минералогия кор выветривания М:1970г

11. *Гинзбург И.И.* Типы древних кор выветривания, их формы и классификация //Кора выветривания вып.6, М:1963г с71-101

12. *Гинзбург И.И.* Несколько замечаний о верхней зоне коры выветривания // Кора выветривания. Вып.5. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С.374-379.Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа

13. *Гинзбург И. И.* Термины и понятия относящиеся к коре выветривания // Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении - Москва: Издание АН СССР, 1963 - С. 151 – 158

14. *Глазунов О.М.* Лысанский габбро-пироксенит-серпентиновый комплекс в западной части Восточного Саяна //Геол. и геофизика, 1961, № 3. - С. 61-73.

15. *Глазунов О.М.* Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. - Новосибирск: Наука, 1975. 202 с.

16. Горы Южной Сибири /Равнины и горы Сибири. – М.: Наука, 1975. - С. 245-262.

17. Государственная геологическая карта РФ. Объяснительная записка. Масштаб 1:200 000.Серия Восточно-Саянская. Лист N-46-X. Авторы: Семенов М.И., Должковой Б.М., Гусейнов И.Ф. и др. Редактор Александровский Ю.С. СПб.: НРС ВСЕГЕИ. 2000. 144 с.

18. Государственная геологическая карта РФ. Объяснительная записка. Масштаб 1:200 000.Серия Минусинская. Лист N-46-IX. Авторы: Семенов М.И., Должковой Б.М., Гусейнов И.Ф. и др. Редактор Александровский Ю.С. СПб.: НРС ВСЕГЕИ. 2001. (в печати).

19. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1000 000 (новая серия, второе издание). Лист N-46, (47) (Абакан) объяснительная записка. Авторы: Беззубцев В.В., Зуев В.К., Махлаев М.Л. и др. Редактор Шапошников Г.Н. - СПб.: кгФ ВСЕГЕИ. 2000. 295 с.

20. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Минусинская. Объяснительная записка. Лист O-46-XXXIII. Авторы: Берзон Е.И., Барсегян В.И., Шаталина Т.А. и др. Редактор Глухов Ю.С. - СПб., 2001. 152 с.

21. *Даценко В.М.* О формационной принадлежности и генезисе ольхоского интрузивного комплекса Восточного Саяна /Проблемы геологии и металлогении Красноярского края. - Новосибирск: Наука, 1989. - С. 60-71.

22. *Даценко В.М.* Магматический контроль молибден-порфирового оруденения западной части Восточного Саяна /В сб.: Закономерности размещения и прогнозно-поисковые критерии рудных полезных ископаемых Центральной Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. - С. 134-143.

23. *Даценко В.М.* Проблемы петрологии гранитоидов складчатых областей юга Сибири /В сб.: Геология и полезные ископаемые Центральной Сибири. - Красноярск, 1997. - С. 311-347.

24. *Даценко В.М.* Вулкано-плутонические ассоциации островодужных систем палеоазиатского океана и их металлогения /Вулканизм и геодинамика. Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. - Улан-Удэ: Издательство Бурятского научного центра СО РАН, 2006. Т. 2. - С. 438-443.

25. *Добровольский В.В.* География и палеогеография кор выветривания СССР М: Мысль,1969г – 280с

26. Золото Сибири: геология, геохимия, экономика. Труды 2-ого международного симпозиума. Красноярск: КНИИГГи МС. 2001г

27. Золотоносность кор выветривания Салаира / Росляков Н.А., Нестеренко Г.В., Калинин Ю.А. и др./ РАН, Сиб. отд., ОИГГМ. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1995,170с

28. Золотоносные коры выветривания Сибири / под ред. С.С. Сердюка. – Красноярск: КНИИГиМС, 2002. – 116 с

29. *Зятькова Л.К.* Роль разломов в формировании современных морфоструктур Тувы /Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. – М.: Наука, 1975. - С. 72-78.

30. *Казаринов В.П.* О понятии «Формация коры выветривания». – Литология и полезные ископаемые, М., 1973, № 1, с.117-120

31. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Лист N-46-XVI (Артемовск) объяснительная записка. Авторы: М.И. Семенов, И.Ф. Гусейнов, Б.М. Должковой, Н.Н. Попова ОАО «Красноярскгеолсъемка»

32. *Калинин Ю.А.* Золотоносные коры выветривания юга Западной Сибири: особенности распространения, состава и строения, условия формирования Дис. На соискание ученой степени доктора г.м. наук Новосибирск: 2003г

33. *Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г.* Золотоносные коры выветривания юга Сибири. – Новосибирск: Гео, 2006. – 339 с.

34. *Кашик С.А., Карпов И.К.* Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск, «Наука», 1978, 152 С.

35. *Кириллов* М.В. Типоморфные особенности самородного золота Баунтовского рудно-россыпного района: Автореферат дис. к.г.-м.н.: 25.00.11 Новосибирск, 2009.

36. *Колпаков В.В.* Мелкое и тонкое золото в аллювиальных отложениях северо-западного обрамления Кузнецкого Алатау: Дисертация на соискание ученой степени к.-г.м. наук. Новосибирск: 2005.

37. *Комов И.Л.* Природный кварц и его физико-химические свойства М: Недра 1985г

38. *Коробейников А.Ф., Зотов И.А.* Комплексные месторождения благородных и редких металлов. –Томск: Изд-во ТПУ, 2006. – 327 с.

39. Коры выветривания Сибири. Кн.1 Формации кор выветривания Западной Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области. Под ред. В.П. Казаринова. М., Недра. 1979.221с.

40. Кора выветривания / Академия наук СССР (АН СССР), Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ). — М.: Изд-во АН СССР, 1952-1991. Вып. 8,10,11,13-19

41. *Кросс А*. Введение в практическую инфракрасную спектроскопию, - М., 1961. С.24 - 36.

42. *Кужельный Н.М.* О факторах формирования кор выветривания и их золотоносности /Россыпи и месторождения кор выветривания. - Пермь, 2005. - С. 123-124.

43. *Литолого-формационный метод* (тезисы докладов). Комиссия по осадочным породам при ОНЗ АН СССР, 1964.

44. *Лосева О. В*. Геохимия золота: методы оценки содержания в упорных рудах и отходах горного производства: автореф. дис. на соиск. учен. степ. к.г.-м.н.: спец. 25.00.09 - Благовещенск, 2005. - 25 с

45. *Лукашев К.И.* Геохимическое поведение элементов в гипергенном цикле миграции. Минск: Наука и техника, 1964, 463с

46. *Лукашев К.И.* Основы литологии и геохимии кор выветривания. Минск: Изд-во Белорусского государственного университета, 1958

47. *Мартыненко И.В.,* Золото в продуктах коры выветривания Ольховского рудного поля // Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения: Матер. XIV Междунар. совещ. – Новосибирск, 2010. – С. 426–430.

48. *Мартыненко И. В., Мазуров А. К.* Зональность и минералого-геохимический состав продуктов коры выветривания Ольховско-Чибижекского района // Известия Томского политехнического университета — 2011. — Т. 318, № 1: Науки о Земле. — С. 23-28

49. Мартыненко И.В. Минералогический состав продуктов коры выветривания Ольховско-Чибижекского района (Восточный Саян) // Глины и глинистые минералы - 2022. VII Российская Школа по глинистым минералам «Argilla Studium» и V Российское Совещание по глинам и глинистым минералам «ГЛИНЫ», посвященные 100-летию со дня рождения Б.Б. Звягина. - Москва, Материалы докладов. М.: ИГЕМ РАН, 2022 – С. 222-224

50. *Мартыненко И.В., Ворошилов В.Г., Тимкин Т.В., Mansour Ziaii* Петрохимическая характеристика кор выветривания Ольховско-Чибижекского района // Известия Томского политехнического

университета. Инжиниринг георесурсов/— Томск., 2018. — Т. 329, № 12 С. 136-144

51. *Мацера А.В*. Развитие рельефа высокогорных районов Восточного Саяна /Геология кайнозоя юга Восточной Сибири. – Иркутск: ВосСНИИГГиМС, 1987. - С. 19-20.

52. Методические рекомендации по поискам рудных узлов и полей, и оценки их прогнозных ресурсов геохимическими методами при геолого-съемочных работах /Составили В.М. Питулько, И.Н. Крицук. - СПб., 1991. – 96 с.

53. Минеральные ресурсы Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, кн. 1, 2;

54. Минерально-сырьевая база строительной индустрии Российской Федерации. Т. 62. Красноярский край и Республика Хакасия. - М., 1994. 176 с.

55. *Михайлов Б.М*. Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986. 238 с.

56. *Михайлов Б.М. , Куликова Г.В.* Фациальный анализ кор выветривания. – Тр.ВСЕГЕИ, 1977, т.228. 158с.

57. *Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения горных пород М: Недра 1978г

58. *Петров В.П.* Основы учения о древних корах выветривания. М: Недра,1967. 343с

59. *Пентин Ю.А*., Вилков Л.В. Физические методы исследования в химии. —М.: Мир, 2006

60. *Перельман А.М.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.

61. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра, 1968.331с.

62. *Перельман А. И.* Размещение геохимических типов коры выветривания и континентальных отложений на территории СССР //Кора выветривания. Вып.5. М.:Изд-во АН СССР, 1963. СЛ27-137.

63. *Плюснина* И.И. Инфракрасные спектры минералов. – М.: МГУ, 1977. – 175 с

64. *Полынов Б.Б.* Коры выветривания, ч.1, Л: Изд-во АН СССР, 1934

65. *Полынов Б.Б.* Избранные труды. Москва: Изд-во АН СССР 1956г

66. *Попова Н.Н.* Коры выветривания Артемовской площади (Восточный Саян) и их золотоносность / Н.Н. Попова // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири и прилегающих территорий: сб. научн. статей. – Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 2007. - С. 196-201.

67. *Попова Н.Н.* Геология и полезные ископаемые кайнозойских отложений северо-западной части Восточного Саяна. Дис.к.г.-м. наук. Новосибирск: 2008г

68. *Поляков Г.В., Федосеев Г.С., Телешев А.Е.* Шиндинский гранитоидный плутон /Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. - М.: Наука, 1965. - С. 84-121.

69. *Привалихин И.Н.* Золотоносные коры выветривания Ольховско-Чибижекского рудного района (Восточный Саян) // Проблемы золотоносных кор выветривания Сибири: тез. докл. Первого регионального совещания. — Красноярск: КНИИГиМС, 1998. — С. 46-49.

70. *Разин Л.*В., Рожков ИС. Геохимия золота в коре выветривания и биосфере золоторудных месторождений куранахского типа. М.: Наука, 1966. 254 с

71. *Разумова В.Н.* Коры выветривания латеритного и каолинового, типа основных пород. --М.: Наука, 1967. 117 с.

72. *Разумова В.Н., Херасков Н.П., Черняховский А.Г.* Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения. Тр. ГИН АН СССР, вып. 77, 1963, с. 4-84

73. *Росляков Н.А., Поликарпочкин В.В., Нестеренко Г.В. и др.* Условия гипергенной миграции и концентрации золота // Геология и геофизика, 1977, № 6. С. 99-108.

74. *Росляков Н.А*. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосбирск, Наука, 1981, 238 с

75. *Росляков Н. А.* Условия гипергенной миграции и концепции золота // Геология и геофизика, Новосибирск: Сибирское отделение РАН. — 1977 . — № 6 . — С. 99-108

76. *Рудмин М.А.* Седиментационная модель и типы руд Бакчарского железорудного проявления (Томская область): автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук: спец. 25.00.11 Национальный исследовательский Томский политехнический университет (ТПУ)— Томск: 2015. — 23 с

77. *Сердюк С.С.* Золотоносные провинции Центральной Сибири: геология, минерагения и перспективы освоения. – Красноярск: КНИИГиМС, 2004. 480 с.

78. *Середенко Г.А*. О перспективах минерально-сырьевой базы золотодобычи в Ольховско-Чибижекском районе (Восточный Саян) /Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. - Красноярск, 2004, вып. 5. – С. 135-137.

79. *Скляров Е.В., Бараш И.Г., Буланов В.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Сизых А.И*. Интерпретация геохимических данных – М: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

80. *Смит А*. Прикладная ИК-спектроскопия: Пер. с англ.-М.: Мир, 1982.- 328 с

81. *Страхов Н.М.*Основы теории литогенеза том1 – Москва: Изд-во академии наук СССР, 1962г

82. *Тарасов А.В., Цыкин Р.А*. Оценка перспектив золотоносности мезо-кайнозойских отложений Восточного Саяна и южной части Красноярского края, 2000. - С. 20-21.

83. *Таусон Л. В*. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. - М.: Наука, 1977. 280 с.

84. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области /В.С. Сурков, О.Г. Жеро и др. - М.: Недра, 1973. 144 с.

85. Типоморфизм золота месторождений Приамурья / Г.И. Неронский; Рос. акад. наук. Дальневост. отд-ние. Амур. науч. центр. Амур. комплекс. НИИ. - Благовещенск : 1998. - 320 с.

86. *Туркина О.М.* Гранитоиды дербинского комплекса (Восточный Саян) /Геология и геофизика, 1997, № 7, т. 38. - С. 1192-1201.

87. Унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно- Сибирской равнины. - Новосибирск, 2000.

88. Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений: сборник статей / Академия наук СССР, Отделение геологии, геофизики и геохимии, Научный совет по инженерной геологии и грунтоведению; под ред. Д. Г. Сапожникова. — М.: Наука, 1983. — 222 с.

89. *Федосеев Г.С.* Петрология Шиндинского гранитоидного плутона – М.: Наука, 1969 - 92с.

90. *Флеров И.Б.* Геологические критерии поисков россыпей – М.: Недра, 1981. – 253с

91. *Хазагаров А.М.* Мезозойские и третичные золотоносные россыпи Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау // Геология россыпей / под ред. В.И. Смирнова. – М.: Наука, 1965. – С. 188–198

92. *Хомичев В.Л., Воробьев В.Н., Даценко В.М.* Ольховский массив – эталон ольховского комплекса (Восточный Саян). – Новосибирск: СНИИГиМС, 1996. 92 с.

93. *Хомичев В.Л., Мазуров М.П., Хомичева Е.С.* Кордовско-Канзыбинский эталон беллыкского комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: СНИИГиМС, 1992. 198 с.

94. *Хомичев В. Л., Смагин А.Н., Чунихина Л.Е.* Эталон имирского вулканического комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. 208 с.

95. *Цыкин Р.А.* Полезные ископаемые мезозоя и кайнозоя Сейбинского рудного района Восточного Саяна /Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. - Иркутск, 2005, № 2. - С. 30-36.

96. *Цыкин Р.А., Попова Н.Н.* Кайнозой северо-западной части Восточного Саяна. – Красноярск: СФУ, 2009. – 115 с.

97. *Шаталина Т.А.* К вопросу о эоплейстоценовом возрасте каспинской свиты /Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия. - Красноярск, 2003, вып. 6. - С. 128-132.

98. *Шварцев С.Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. Изд. 2е испр. и доп. – М.: Недра, 1998. – 367с

99. *Шелковников А.Д.* Основные черты петрологии и металлогении ольховского гранодиорит-плагиогранитного комплекса /Новые данные по геологии юга Красноярского края. - Красноярск, 1964. - С. 224-250.

100. *Шибистов Б.В.* Латериты и континентальные бокситы / Под редакцией Р.С. Родина, С.С. Сердюка. Красноярск: КНИИГиМС, 2000, 201 с

101. *Шохина О.И., Филиппов Г.В., Ярошевич В.М.* Интрузивные породы Ольховско-Чибижекского массива в Восточном Саяне /Интрузивные комплексы золоторудных районов юга Красноярского края. - Новосибирск: Наука, 1967. - С. 175-257.

102. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. – Санкт-Петербург: «Наука» РАН, 2000 – 480 с.

103. *Sidorova Elena, Sitdikova Lyalya, Izotov Victor,* The Major Types of the Weathering Crust of the Eastern Russian Plate and its Mineralogical and Geochemical Features Procedia Earth and Planetary Science, 2015, P. 573-578

104. *S.V. Alavi Nezhad Khalil Abad et al.* Characteristics of weathering zones of granitic rocks in Malaysia for geotechnical engineering design, Engineering Geology 200, 2016, P. 94–103

105. *Jiang-Hai Yang, Yuan-Sheng Du,* Weathering geochemistry and palaeoclimate implication of the Early Permian mudstones from eastern Henan Province, North China, Journal of Palaeogeography, 2017

106. *Lingjie Zhou, Zhengwei Zhang, Yujiao Li et al.* Geological and geochemical characteristics in the paleo-weathering crust sedimentary type REE deposits, western Guizhou, China Journal of Asian Earth Sciences 73, 2013, P 184–198

107. *E. Galan*, R.E. Ferrell, Chapter 3: Genesis of Clay Minerals, Developments in Clay Science, Volume 5, 2013, Pages 83-126

108. *Yu.A. Kalinin, K.R. Kovalev, E.A. Naumov, M.V. Kirillov* Gold in the Weathering Crust at the Suzdal' deposit (Kazakhstan) Russian Geology and Geophysics, March 2009, P. 174-187

109. *Pedro Dinisa, Eduardo Garzantib, Pieter Vermeeschc, João Huvid* Climatic zonation and weathering control on sediment composition (Angola) Chemical Geology 467, 2017, P. 110–121

110. *K.R. Kovalev et al.* Relationship of antimony with gold mineralization in the ore districts of Eastern Kazakhstan / Russian Geology and Geophysics 55, 2014, P. 1170–1182

111. *Georges Martial Ndzana, Li Huang, Jin Bo Wang, Zhi Yi Zhang* Characteristics of clay minerals in soil particles from an argillic horizon of Alfisol in central China, Applied Clay Science151, January 2018, P. 148-156

Фондовая

112. *Абрамов М.С., Астахова В.А.* Поиски мезо-кайнозойских бокситов в пределах юго-западных склонов Восточного Саяна. Сводный отчет о работах Терехтинской и Уральской партий за 1963-65 гг. Минусинск, 1966.

113. *Бавыкин М.В. и др.* Отчет по геологическому заданию 53-17 «Выделение площадей, перспективных на выявление промышленных месторождений урана и благородных металлов (золото, серебро) в зонах ССН северо-западной части Восточного Саяна с оценкой прогнозных ресурсов по категории Р2-Р3. Новосибирск, 1993.

114. *Баженов Л.А.* Отчет о результатах работ аэропоисковой партии № 30 Северной экспедиции в 1959 г. Ленинград, 1960.

115. *Белозерцев А.П. и др.* Отчет о работах Верхне-Чибижекской партии в 1968-1969 гг. в бассейне р. Чибижек. Красноярск, 1970.

116. *Белозерцев А.П. и др.* Отчет по детальным поискам месторождений рудного золота в Ольховско-Чибижекском золотоносном районе в 1976-1980 гг. Минусинск, 1980.

117. *Белозерцев А.П. и др.* Общие поиски месторождений золота на участках Копском, Сейбинском и Красной Речки (Отчет Саянской партии за 1980-1984 гг.). Минусинск, 1984.

118. *Белозерцев А.П. и др*. Детальные поиски рудного золота в центральной части Ольховско-Чибижекского рудного поля. (Отчет Саянской партии за 1983-1986 гг.). Минусинск, 1986.

119. *Белозерцев А.П. и др*. Поисково-оценочные работы на рудопроявлении Красная Речка. (Отчет Саянской ГРП за 1987-1990 гг.). Минусинск, 1990.

120. *Белозерцев А.П. и др*. Поисковые работы в восточной части Ольховско-Чибижекского рудного поля. (Отчет Саянской ГРП за 1986-1990 гг.). Минусинск, 1990.

121. *Белозерцев А.П. и др*. Поиски золота на Каратовском участке. (Отчет Саянской ГРП за 1991-1997 гг.) Минусинск, 1998.

122. *Белозерцев А.П. и др*. Поисковые и поисково-оценочные работы на россыпное золото в бассейне р. Каспы. (Отчет Саянской ГРП за 1996-1998 гг.) Минусинск, 2000.

123. *Белозерцев А.П. и др.* Оценочные работы на Каратовском рудопроявлении. (Отчет Саянской ГРП за 1999-2001 гг.) Минусинск, 2002.

124. *Беспалов Ю.В.* Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 района Ирбинско- Краснокаменской группы железорудных месторождений за 1976-81 гг. Минусинск, 1982, т. 1, т. 2.

125. *Беспалов Ю.В*. Поиски и оценка золота в корах выветривания в бассейне р. Чибижек, Отчет ОАО «Минусинская ГРЭ» за 2000-2005 гг., Минусинск, 2005.

126. *Варанд Э.Л., Гаврилин К.В*. Оценка прогнозных ресурсов ведущих твердых полезных ископаемых Красноярского края и Тувинской АССР на 01.01.1993 г. Красноярск, 1993.

127. *Воробьев В.Н., Максютин Ю.В. и др*. Групповая геологическая съемка масштаба 1:50000 на площади листов N-46-67-В, -Г; -79, -80 за 1981-1986 гг. Минусинск, 1986, т. 1, 2.

128. *Герасименко В.И. и др.* Отчет Подлысанской ГРП по работам 1955-58 гг. Минусинск, 1959.

129. *Глазунов О.М., Коллеганов Ю.М.* Отчет о работах Лысанской поисково-съемочной партии, проведенных в 1957-58 гг. в районе Лысанской группы месторождений. Минусинск, 1959.

130. *Звягин В.Г., Волокитин М.Д. и др*. Золотоносные россыпи центральной и южной части Красноярского края. Отчет по теме: Сбор и систематизация материалов эксплуатационно-разведочных работ в старых золотоносных районах Красноярского края О-45-Г, О-46-В, О-46-Г, N-45-Б, N-46-А, Б, В, Г, N-45-Г. Красноярск, 1990.

131. *Зубкус Б.П., Шнейдер Е.А*. Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-46-XV. (Отчет о работах Идринской партии за 1957-1959 гг.). Красноярск, 1961.

132. *Курцерайте Ш.Д.* Составление структурно-формационной и прогнозной карт на железные руды Центральной части Алтае–Саянской складчатой области масштаба 1:500 000. Красноярск, 1980.

133. Легенда Минусинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. Махлаев М.Л., Беззубцев В.В. Красноярск, 1996. Фонды ФГУГП «Красноярскгеолсъемка».

134. *Миллер В.Я*. Геохимическое картирование масштаба 1:1 000 000 Южно-Красноярской партии. Красноярск, 1998.

135. *Михалев Ю.М*. Прогнозная оценка коренных месторождений золота на площади южных районов Красноярского края и республики Хакасия. Т. 2, Красноярск, 1997.

136. *Палиенко Г.С*. Информационный отчет о незавершенных поисковых работах на рудное и россыпное золото в пределах Верхне-Чибижекской

площади (Отчет о работах Артемовской ГРП за 2001-2002 гг.). Красноярск, 2004.

137. *Прокин Г.С., Астахов К.П.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-46-68-В и Г. (Окончательный отчет Можарской ГСП за 1959-1962 гг.). Минусинск, 1962.

138. *Раковец О.А.* Краткая объяснительная записка к карте новейшей тектоники Минусинских впадин и их горного обрамления. Красноярск, 1965.

139. *Ролдугин П.И., Туманов А.Е.* Отчет Артемовской ГСП за 1956-1958 гг. (Листы N-46-55-А, -Б, -В, -Г, -66-Б, -Г, 67-А, -Б). Минусинск, 1959.

140. *Семенов М.И., Гусейнов И.Ф., Должковой Б.М. и др.* Геологическое доизучение на Артемовской площади Восточного Саяна (лист N-46-XVI). Красноярск, 2006.

141. *Сердюк С.С.* Прогнозная оценка золотоносности Ольховско-Чибижекского рудного района (Восточный Саян), Красноярск, 2002.

142. *Сидорас С.Д., Сосновская О.В.* Отчет по теме: Усовершенствование легенд Алтае-Саянской и Ангаро–Енисейской серии листов Госгеолкарты 1000/3 на территории Красноярского края, Республик Хакасии и Тыва; научная экспертиза конечной геолого-картографической продукции по Средне–Сибирскому региону. Красноярск, 2006.

143. *Суганов Б.И.* Обобщение результатов геохимических поисков месторождений цветных, благородных и редких металлов юга Красноярского края масштаба 1:200 000. Т. 1, Красноярск,1978.

144. *Тарасов А.В., Цыкин Р.А.* Оценка перспектив золотоносности мезо-кайнозойских отложений Восточного Саяна и южной части Красноярского края. Красноярск, 2000.

145. *Хазагаров А. М., Куцаенко В.А.* Перспективная оценка золотоносных россыпей края и ранее разведывавшихся и эксплуатирующихся золоторудных месторождений за 1962-63 гг. Т. 1. Красноярск, 1963.

146. *Хромых Б.Ф. и др*. Геологическое строение и полезные ископаемые планшетов N-46-56-А и Б. Восточный Саян. (Отчет о работах Балахтисонской ГСП за 1957-1959 гг.). Минусинск, 1960.