Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «СИБИРСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи

Некрасова Наталья Александровна

Jeng-b-f-

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАНИМБА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Специальность 25.00.11

Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель доктор геолого-минералогических наук, профессор Сазонов Анатолий Максимович

Красноярск, 2019

оглавление

ВВЕДЕНИЕ	4
1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАНИМБА	10
1.1 Стратиграфия	10
1.1.1 Нижний протерозой. Тейская серия	10
1.1.2 Верхний протерозой. Сухопитская серия	10
1.1.3 Четвертичная система.	13
1.2 Магматизм	13
1.3 Тектоника	13
1.3.1 Пликативные структуры	13
1.3.2 Разрывные структуры	14
1.4 Полезные ископаемые	16
1.4.1 Золото	16
1.4.2 Анлалузит	
1.4.3 Строительные материалы.	
2 ПЕТРОГРАФИЯ МЕСТОРОЖЛЕНИЯ	19
2.1 Петрографическая характеристика литолого-стратиграфического разреза	
2.1.1 Пачка 1. Контрастно-тонкополосчатые углеролистые	
лвуслюдяные сланиы	21
2 1 2 Пачка 2 Неконтрастно-тонкослоистые штриховато-	
-полосчатые сланиы	23
2 1 3 Пачка 3 Метаморфизованные ритмично-тонкоспоистые	
песчано-алеврито-глинистые отложения	35
2 1 4 Актинопитовые микроспанцы и амфиболиты	40
2.1. ГИКТИНОЛИТОВЫе микросланцы и амфиослиты 2.2. Титиктинолитовые микросланцы и амфиослиты 2.2. Титиктинолитовые микросланцы и амфиослиты	
метаморфизма	45
логаморфизма 2.2.1 Химинеский состав метапелитов	
2.2.1 Лимический состав метабагитов	40
2.2.2 Λ mm vector coerab meradasiriob	
2.2.5 Типизация метаморфизма и ГТ-параметры преобразований	/0
1 2 Гипротерман но изменении је породи ј	+) 55
2.3.1 Турмально измененные породы	
2.3.1 Турмалинизированные породы	
2.3.5 Xinoputusupobaliliste nopodul	
2.3.4 Кароонализированные породы	
2.5.5 УПСРОДИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ	03
3 1 Общие сведения о составе и последователи ности	07
	67
минералоооразования в рудах	07 77
3.3 Изотопиций состав сери сули филов	
3.4 Геохимия элементов, примесей в сульфинах и золоте	
5.4 Г сохимия элементов-примесси в сульфидах и золоте Виволи	
ч экспегиментальные исследования флондных	100
А 1 фактический материан и материа изоранорония	100
4.1 Фактичсский материал и методы исследования	100 104
4.2 гипы флюидных включении в кварце	104
ч.эт сзультаты и интерпретация термокриометрических исследовании флонтных рипонаций в изсерие	100
илюидных включении в кварце	108 110
4.3.1 температура томогенизации	112
4.3.2 давление флюида	110

4.3.3 Состав и соленость флюидов	117
4.3.4 Температура плавления фазы углекислоты	
4.4 Состав газовой фазы флюидных включений в кварце	123
4.4.1 Результаты и интерпретация раман-спектроскопических	
исследований флюидных включений в кварце	123
4.4.2 Результаты и интерпретация газовой хроматографии флюидных	
включений в кварце	133
4.4.3 Результаты и интерпретация газовой хромато-масс-спектрометрии	
флюидных включений в кварце и пирротине	140
Выводы	151
5 ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАНИМБА	154
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	164

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Месторождение Панимба, проявления Правобережное, Тавлик, Панимбинское и Шалокит, объединены в Панимбинский рудный узел, входящий в Ерудинский рудный район, который занимает лидирующее положение по запасам и добыче золота в России. В Панимбинском рудном узле ведутся геологоразведочные работы по проекту крупнейшего производителя золота в России и одной из десяти ведущих золотодобывающих компаний в мире ПАО «Полюс Золото». Месторождение Панимба (участки Михайловский и руч. Золотого) является одним из первоочередных объектов на эксплуатацию с оцененными ресурсами в 73,71 тонн золота.

Увеличение объемов добычи золота компанией «Полюс» диктует необходимость своевременного восполнения минерально-сырьевой базы региона, основывающейся на всестороннем изучении перспективных для отработки рудных объектов. Подобная информация позволит разрешить множество дискуссионных вопросов генезиса руд, в том числе источника золота и приуроченности его локализации к различным геологическим обстановкам, что, в свою очередь, даст возможность сформулировать новые поисковые признаки и критерии на благороднометалльное оруденение.

В настоящей работе рассмотрены геологическое строение месторождения Панимба, минералого-петрографические признаки локализации оруденения, особенности распределения золота в рудах и его источник. Результаты проведенных комплексных исследований минералов, пород и руд позволят расширить теоретические основы золоторудогенеза в углеродистотерригенных толщах региона. Реализация цели и задач диссертационного исследования будет способствовать решению генезиса золотоносных руд, выделению и развитию прогнознопоисковых критериев при разведке новых перспективных участков в рудном узле и месторождений золота в регионе, что диктуется необходимостью регулярного расширения минерально-сырьевой базы в России.

Цель и задачи. Целью работы является изучение особенностей геологического строения месторождения Панимба, вещественного состава руд, гидротермального флюида, условий формирования золоторудной минерализации и определение ее источника. Для достижения поставленной цели решены следующие задачи:

1) охарактеризована петрография вмещающей толщи и уточнен литологостратиграфический разрез месторождения;

2) определен химический состав и установлена неоднородность состава типоморфных минералов гидротермально измененных пород и руд;

3) изучены особенности распределения элементов-примесей в сульфидах и самородном золоте;

4) определены *PTX*-параметры рудообразующего флюида и условий формирования золотого оруденения на месторождении;

5) исследована структура углерода и особенности распределения его соединений в гидротермально измененных породах и рудах;

6) определен абсолютный возраст геологических событий на изучаемой территории и выполнена интерпретация их последовательности;

7) разработан авторский вариант генезиса месторождения;

8) проведен сравнительный анализ полученных результатов на месторождении с другими золоторудными объектами.

Фактический материал, методы исследования, личный вклад автора. Вариант литолого-стратиграфического разреза в опорных сечениях месторождения разработан коллективом кафедры геологии, минералогии и петрографии с участием автора при доизучении керна скважин геологоразведочного бурения (2 824,2 пог. м). Минералого--петрографические исследования проведены автором на образцах коллекции научного руководителя и П. А. Тишина, доцента кафедры петрографии Томского государственного университета. Коллекция представлена образцами пород и руд, петрографическими шлифами и аншлифами с сокращенным описанием.

Лично автором сформулированы цель и задачи диссертационной работы, выполнены аналитические исследования и обработка их результатов в лабораториях Института минералогии СО РАН (г. Новосибирск), Томских политехнического и государственного университетов, ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) при финансовой поддержке фонда М. Прохорова и безвозмездном содействии руководства и сотрудников лабораторий в организации работ, обучении методическим приемам исследования и предоставлении возможности работы на оборудовании. К проведенным автором экспериментальным исследованиям относятся: изучение газово-жидких включений в жильном кварце и сульфидах с использованием комплекса термобарогеохимических методов (термокриометрия, Рамановская спектроскопия, газовая хроматография, газовая хромато-масс-спектрометрия); Рамановская спектроскопия углеродистого вещества; люминесцентная микроскопия битумоидов; рентгеноспектральный флуоресцентный анализ; изучение изотопии серы в сульфидах; изучение вещественного состава методами оптической и электронной микроскопии; определение возраста методами U-Pb- и Ar-Ar-геохронологии. Сравнительный анализ полученных данных, их интерпретация и выводы сделаны автором на основании переработки материала восьми отчетов по результатам поисков, разведки и доразведки месторождения Панимба, а также обзора опубликованных работ по теме исследования.

Аналитическую базу исследования составили:

– термобарогеохимия флюидных включений в кварце: определение температур гомогенизации – 375 анализов, температур растворения кристалла – 29 анализов, температур эвтектики – 69 анализов, температур плавления льда – 72 анализа, солености водного раствора – 42 анализа, температур плавления CO₂±CH₄ ±N₂ – 112 анализов, температур частичной гомогенизации – 54 анализа; расчет давления – 63 определения; газовая хроматография – 34 анализа; Рамановская спектроскопия: флюидных включений в кварце – 138 включений, углеродистого вещества – 48 анализов; хромато-масс-спектрометрия газово-жидких включений: в жильном кварце – 10 анализов, в сульфидах – 7 анализов;

– люминесцентная микроскопия битумоидов – 7 препаратов;

- рентгеноспектральный флуоресцентный анализ – 2 анализа;

микрорентгеноспектральные определения химического состава минералов:
породообразующих – 106 анализов, рудных – 405 анализов;

- микроскопия: оптическая - 420 шлифов, электронная - 21 анализ;

– изучение отражательной способности арсенопирита – 26 анализов;

– изучение изотопии серы в сульфидах – 27 анализов;

– определение абсолютного возраста: U-Pb – метод по циркону – 2 пробы, Ar-Ar – по мусковиту – 2 пробы.

Обработка материалов осуществлялась автором лично с использованием компьютерных программ: MS Word, Excel, Access, Autodesk AutoCAD, CorelDraw, Statistica и Origin Pro.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения (6 с.), пяти глав (153 с.), заключения (2 с.) и списка литературы, включающего 137 наименований (8 с.). Общий объем работы 171 с., диссертация содержит 63 иллюстрации и 33 таблицы.

В первой главе рассмотрено геологическое строение района месторождения Панимба, частично обосновывается первое защищаемое положение.

Вторая глава посвящена изучению петрографии литолого-стратиграфического разреза месторождения и гидротермально измененных пород минерализованных зон и руд, приведена типизация и оценка *PT*-параметров метаморфизма. Глава содержит материал, обосновывающий первое, второе и третье защищаемые положения.

В третьей главе изучен вещественный состав руд, охарактеризованы распределение в рудах и химический состав золото-сульфидной минерализации, последовательность минералообразования, определены изотопный состав серы сульфидов и особенности распределения элементов-примесей в сульфидах и золоте. В главе приводится частичное обоснование второго и третьего защищаемых положений.

Четвертая глава посвящена термобарогеохимическим исследованиям газово-жидких включений в жильном кварце и пирротине. На основании экспериментов моделируются состав гидротермального флюида и его *PTX*-параметры в дорудный и рудный этапы формирования месторождения. Глава содержит материалы, обосновывающие третье защищаемое положение.

В пятой главе приведены результаты абсолютной геохронологии и обобщены данные предыдущих глав диссертации в виде выводов об условиях формирования месторождения. Материалы главы использованы при обосновании третьего защищаемого положения.

Защищаемые положения:

1. Рудное поле месторождения Панимба приурочено к восточному крылу гранитосланцевого купола, сложенного полиметаморфическими породами кординской свиты. Минерализованные зоны приурочены к узловатым ороговикованным милонитам. Рудные тела представлены гидротермально измененными породами с кварцевыми жилами и импрегнациями сульфидов и золота.

2. В минерализованных зонах гидротермально измененных сланцев распространены стадийные парагенезисы: кварц-графит-пирит-пирротиновый; кварц-пирротин-лёллингитарсенопиритовый; кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовый; теллуридно-висмут--золотосодержащий и кварц-пирит-карбонатный. Сульфиды характеризуются неоднородным химическим и изотопным составом.

3. Обоснованы этапы формирования рудного поля месторождения Панимба в связи с байкальским тектоногенезом, проявленным в виде: 1) динамотермального метаморфизма зеленосланцевой фации (1006,0±48,8 – 996,0±32,9 млн лет); 2) гранитоидно-контактового метаморфизма мусковит-роговиковой фации (889,0±26,6 – 868,9±6,5 млн лет; 3) гидротермального высоко- и среднетемпературного процесса (817,2±5,3 – 744,0±17,0 млн лет), с отложением золотосульфидной минерализации из гетерогенного хлоридно--углекислотного магний-кальций-натриевого водно-солевого флюида с газовой фазой азот-углеводород-углекислотного состава.

Научная новизна. Впервые приведены результаты комплексного исследования петрографии, минералогии и геохимии пород и руд, на основании которых разработаны представления об особенностях геологического строения, структуры, геохимии элементов-примесей в сульфидах и самородном золоте, *PTX*-параметрах гидротермального флюида и условиях локализации руд и рудообразования месторождения Панимба. Определен абсолютный возраст (U-Pb, Ar-Ar) геологических событий, проявленных в пределах рудного поля. Впервые применен комплексный подход к изучению углерода и его соединений во вмещающих породах

и рудах. По показателям, характеризующим особенности состава рудообразующего флюида, выполнен сравнительный анализ вещественных комплексов рудных тел месторождения с другими золоторудными объектами Енисейского кряжа. Разработан авторский вариант генезиса месторождения Панимба.

Практическая значимость. На основе данных, полученных экспериментальным путем, расширяется возможность выделения критериев при прогнозно-поисковых работах и, как следствие, эффективность разведки месторождений золота. Признаки повышенных концентраций золота позволят на начальных этапах разведки месторождений золота выявлять продуктивные участки и оконтуривать рудные тела. К таким признакам отнесены: приуроченность рудных тел к узловатым кордиерит-андалузитовым роговикам в зонах милонитизации, неоднородность химического состава минералов руд, присутствие аморфного углерода и углерода с высокой степенью разупорядочения в кварце и сланцах, наличие битумоидов маслянисто-смолистого состава, обедненность тяжелым изотопом серы сульфидов из сланца, присутствие в кварце флюидных включений с углекислотой и восстановленными газами.

Апробация работы. Автором опубликовано 29 работ, 17 – по теме диссертации, из них пять – в журналах, входящих в перечень ВАК. Материалы работы докладывались на конференциях студентов и аспирантов, семинарах, симпозиумах и конгрессах (21 публичное выступление): *с международным участием* – «Молодежь и наука» (Красноярск, 2013, 2014), «Цветные металлы и минералы» (Красноярск, 2013, 2014), «Им. ак. М. А. Усова» (Томск, 2014), «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири» (Новосибирск, 2015), «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, 2015, 2017), «Проспект Свободный» (Красноярск, 2016), «Мельниковские чтения» (Благовещенск, 2016), «Памяти ак. А. П. Карпинского (С-Петербург, 2017), «Спектроскопия комбинационного рассеяния света» (Красноярск, 2017); *национальные* – «Уральская минералогическая школа – 2015» (Екатеринбург, 2015), III Всероссийская молодежная научная конференция (Улан-Удэ, 2015), «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий» (Санкт-Петербург, 2018), Всероссийский семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (Москва, 2018).

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю, д-ру геол.-минерал. наук, профессору А. М. Сазонову за организацию исследований и конструктивную помощь на всех этапах обучения в аспирантуре.

За организацию и помощь в реализации исследований автор благодарен: заведующему лабораторией термобарогеохимии, д-ру г.-м. н. А. А. Томиленко и старшему научному сотруднику, к. г.-м. н. Н. А. Гибшер, а также сотрудникам лаборатории термобарогеохимии ИГМ СО РАН (г. Новосибирск); доценту Томского государственного университета, к. г.-м. н.

8

П. А. Тишину; д-ру г.-м. н., зав. отделом региональной геологии и полезных ископаемых восточных районов России ВСЕГЕИ В. Ф. Проскурнину (г. Санкт-Петербург); д-ру пед. наук, профессору, руководителю департамента реализации проектов развития СФУ Н. В. Гафуровой; ведущему геологу Геологического отдела АО «Сибирское ПГО», к. г.-м. н. Н. Н. Поповой; Т. Е. Юрьевой – музей геологии Средней Сибири, г. Красноярск; к. г.-м. н. М. И. Шаминовой (НИТПУ, г. Томск); коллегам аспирантам С. А. Сильянову и М.А. Рябухе.

Автор выражает искреннюю признательность коллегам-геологам СФУ и АО «Сибирское ПГО» за активное участие в обсуждении результатов исследований и конструктивную помощь в формулировке защищаемых положений. За сопровождение и реализацию проектов на тревелгранты автор благодарен центру грантовой поддержки СФУ в лице Ю. Э. Степановой и С. Е. Груздевой.

Автор считает своей обязанностью выразить уважение профессионализму геологов Красноярского геологического управления М. В. Крысину, Р. Г. Шарипову, А. Й. Вызу, АО «Полюс-Красноярск» А. А. Плеханову, И. Г. Звездину, Р. Е. Волгину, С. И. Савушкиной, благодаря работам которых точки минерализации в районе Панимбинского рудного узла были переведены в статус месторождения. Знакомство с геологическими отчетами этих геологов способствовало формированию представления о геологии региона, рудного района и месторождения.

1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАНИМБА

Месторождение Панимба, объединяющее участки Михайловский и руч. Золотого, а также проявления Правобережное, Тавлик, Панимбинское и Шалокит, расположено в центральной части Енисейского кряжа, в бассейне р. Панимба.

За основу текста по геологическому строению района приняты материалы фондовой литературы следующих авторов: В. Г. Петрова, А. А. Сафроновой и др., (1965); А. И. Вызу, Ю. Ф. Авдеевского, Л. Н. Малаховой и др. (1983); М. В. Крысина и др. (1988); Л. К. Качевского (1998); И. Г. Звездина (2008); Ю. М. Страгиса (2005); П. А. Тишина, А. М. Сазонова, И. Ф. Гертнера и др. (2010), а также Стратиграфического кодекса России (2006).

1.1 СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении месторождения принимают участие метаморфизованные карбонатно-терригенные отложения нижнего и верхнего протерозоя, прорванные интрузиями кислого состава (рисунок 1.1).

1.1.1 Нижний протерозой. Тейская серия

Ha месторождения тейская серия территории представлена отложениями пенченгинской свиты, которые являются наиболее древними образованиями и развиты в бассейне ручьев Михайловский и М. Панимба, а также на северо-востоке района. В состав свиты входят породы второй пачки ($PR_1pn_1^2$), которая подразделяется на два горизонта: верхний – существенно карбонатного состава и нижний – силикатного. Верхний горизонт сложен метаалевролитами, известковистыми кварцитами, мраморизованными кварцитами, известняками; нижний горизонт – серо-зелеными актинолитовыми микросланцами.

Впервые указанная карбонатно-терригенная формация была описана в разрезе р. Панимба В. Г. Петровым [Геологическое строение и полезные ископаемые..., 1965] и выделена в панимбинскую свиту карельского возраста.

1.1.2 Верхний протерозой. Сухопитская серия

Сухопитская серия на территории месторождения представлена отложениями горбилокской и удерейской свит среднего рифея, которые согласно залегают на нижнерифейских отложениях кординской свиты.



Рисунок 1.1 – Схема геологического строения месторождения Панимба (по материалам И. Г. Звездина, 2008 г. с упрощениями А. М. Сазонова, 2017 г.): 1 – четвертичная система (Q): современные отложения в долинах ручьев, аллювиальные суглинки, супеси, пески; 2-6 – верхнепротерозойские отложения сухопитской серии: 2 – удерейская свита (PR₂ud). Сланцы темно-серые, иногда зелено-серые, серицитовые с прослойками метаалевролитов серых, светло-серых; редко кремнистые образования с текстурой «конус в конус»; 3 – горбилокская свита (RF₂gr). Сланцы серицит-хлоритовые, хлорит-серицитовые с магнетитом, серо-зеленые, зелено-серые, полосчатые; 4-6 – кординская свита: 4 – верхняя подсвита (RF₁kd₃). Светло-бежево-серые андалузитовые сланцы (песчано-алевритоглинистая толща); 5, 6 – средняя подсвита: 5 – верхняя пачка ($RF_1kd_2^3$). Темно-серые углеродистые сланцы; $6 - средняя пачка (RF_1kd_2^2)$. Кварц-двуслюдяные апоалевропелитовые сланцы; 7, 8 – нижнепротерозойские отложения. Тейская серия. Пенченгинская свита. Нижняя подсвита. Вторая пачка (PR₁pn₁²): 7 – верхний горизонт. Метаалевролиты, известковистые кварциты, мраморизованные кварциты, известняки; 8 – нижний горизонт. Серо-зеленые актинолитовые микросланцы; 9 – граниты Чиримбинского массива (юговосточная часть); 10 - геологические границы (а-б): а - достоверные, б - предполагаемые; 11, 12 – проекции осевых поверхностей: 11 – антиклиналей (1 – Панимбинская, 2 – Тавликская), 12 – синклиналей (3 – Придорожная, 4 – Правобережная); 13 – дизъюнктивы. Зоны разрывных нарушений (5 – Дражная тектоническая зона, 6 – Панимбинская тектоническая зона, 7 – Западный разлом, 8 – Восточный разлом, 9 – Шалокитский тектонический пакет); 14 – надвиги; 15 – золоторудные месторождения и проявления: а – золотосульфидные (I – Михайловское месторождение, II – Скарновое

проявление), б – золото-кварцевые (III – месторождение руч. Золотого, IV – Правобережное проявление, V – проявление Тавлик, VI – перспективный участок Шалокит)

Нижнерифейские отложения кординской свиты (RF₁kd) со структурным несогласием перекрывают отложения тейской серии.

В опорных разрезах свита сложена кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, метагравелитами, известково-глинистыми сланцами и алевросланцами, кварцитами, мраморами, филлитизированными и кристаллическими сланцами, местами метаморфизованными до гнейсов, с силлиманитом, андалузитом, дистеном и гранатом.

На площади месторождения развиты отложения верхнекординской и среднекординской подсвиты. Между пенченгинской и кординской свитами отмечается перерыв в осадконакоплении. Породы нижней подсвиты кординской свиты на территории района дневной поверхностью не вскрыты.

Средняя подсвита представлена отложениями верхней пачки (RF₁kd₂³) – темно-серые углеродистые сланцы и средней пачки (RF₁kd₂²) – монотонные апоалевропелитовые кварцдвуслюдяные сланцы. Породы подсвиты слагают Тавликскую антиклиналь, а также крылья Придорожной и Правобережной синклиналей.

Отложения *верхней подсвиты* (RF₁kd₃) кординской свиты на территории месторождения развиты в ядрах синклиналей Придорожная и Правобережная, в верховьях ручьев Шалокит, Дражный и Золотой, а также на севере района в долине руч. Тавлик, обрамляя узкой полосой гранитоиды Чиримбинского массива.

Породы представлены андалузит-кварц-биотит-мусковитовыми сланцами с редкими прослоями метаалевролитов. Характерной особенностью пород свиты является высокое содержание андалузита (до 15 %), что позволяет рассматривать их в качестве глиноземистого сырья.

Терригенные отложения верхней подсвиты согласно наращивают отложения среднекординской подсвиты, ее нижняя граница проводится по выпадению из разреза пород углеродистого состава.

Среднерифейские отложения месторождения представлены удерейской и горбилокской свитами.

Горбилокская свита (RF₂gr) сложена зелеными и зеленовато-серыми серицит-хлоритовыми сланцами и филлитами. Для нее характерно повышенное содержание турмалина, магнетита и ильменита. Породы горбилокской свиты развиты в верхнем и среднем течении р. Панимба и простираются узкой полосой с северо-востока на юго-запад вкрест долины р. Панимба, а также в долине руч. Шалокит. Контакт с отложениями кординской свиты тектонический.

Удерейская свита (RF₂ud) согласно залегает на породах горбилокской свиты. Сложена монотонной толщей темно-серых и почти черных кварц-серицитовых филлитов. Встречаются

отдельные пачки кварцитовидных песчаников и алевролитов, а также вулканитов разного состава. На площади месторождения отложения удерейской свиты распространены в среднем течении р. Панимба, в долинах ручьев Шалокит, Дорогой и Веселый.

1.1.3 Четвертичная система

Современные отложения четвертичной системы (*Q*) распространены по долинам рек и ручьев, представлены элювиально-делювиальными и аллювиальными образованиями. Отложения сформированы песчано-гравийным, галечниковым материалом с суглинком и супесями.

1.2 МАГМАТИЗМ

Магматическими образованиями месторождения являются гранитоиды татарско-аяхтинского комплекса (γδ-γ RF₃*ta*), которые представлены в юго-восточной части крупнейшего в Енисейском кряже Чиримбинского массива. Он прорывает ядерную часть Панимбинского антиклинория и по отношению к вмещающим породам является секущим телом. Контакты интрузии контролируются разрывными нарушениями. На территории месторождения Татарско-Аяхтинский комплекс представлен среднезернистыми, преимущественно массивными, часто порфировидными и гнейсовидными гранитоидами, участками лейко- и меланократовыми разновидностями.

1.3 ТЕКТОНИКА

Месторождение расположено в центральной (Заангарской) части Енисейского кряжа в пределах Панимбинского антиклинория – основной складчатой структуры района в целом.

1.3.1 Пликативные структуры

Месторождение Панимба в структурном плане представляет собой сложно построенную систему пликативных структур (см. рисунок 1.1). Западная и северная части территории характеризуются антиклинальным строением (Панимбинская и Тавликская антиклинали соответственно); центральная и юго-западная – синклинальным (Придорожная и Правобережная синклинали соответственно).

Панимбинская антиклиналь находится в бассейне руч. Михайловский, в меньшей степени на левобережье руч. М. Панимба. Долина руч. Михайловского расположена вдоль ядра складки. Ось антиклинали ориентирована в север-северо-западном направлении. Складка осложнена разрывными нарушениями северо-восточного простирания, а также складками более высоких порядков субсогласных основному направлению антиклинали. Ядро складки сформировано карбонатными породами пенченгинской свиты, крылья – углеродистыми отложениями верхней пачки среднекординской подсвиты. Западное крыло складки интрудировано Чиримбинским гранитным массивом.

Тавликская антиклиналь в западной части распространения ограничена апофизой Чиримбинского массива. Ось складки ориентирована в широтном направлении, ее замковая часть уходит к востоку за пределы рудного узла.

Сводовая часть антиклинали сложена кварц-двуслюдяными сланцами средней пачки среднекординской подсвиты, крылья – углеродистыми сланцами верхней пачки среднекординской подсвиты. Углеродистые сланцы в северо-западной части площади заметно меньшей мощности и, резко изменив простирание с запад-северо-западного на юг-юговосточное в замке синформной структуры, слагают крылья Придорожной синклинали.

Придорожная синклиналь является основной пликативной структурой рудного узла, которая предопределила не только его геологическое строение, но и возможность формирования рудных объектов – участков Михайловский и руч. Золотого. Ядро синклинали приурочено к приводораздельной части верховьев ручьев Михайловский, Золотой, Дражный и Шалокит, образовано отложениями верхнекординской подсвиты, которые представлены монотонными андалузитовыми сланцами с редкими прослоями метаалевролитов. Ядро складки имеет форму, приближающуюся к треугольнику размером 5×3 км, его площадь составляет около 10 км². Ось ориентирована в юго-восток-восточном направлении. Крылья синклинали сложены углеродистыми сланцами.

Правобережная синклиналь располагается по обоим берегам р. Панимба ниже устья руч. Золотого и прослеживается на расстоянии 3 км при ширине от 1,5 км в южной части до 2 км в северной, где ее распространение ограничено Восточной тектонической пластиной. Ось складки в целом ориентирована на север-северо-восток. Ядро сложено андалузитовыми сланцами верхнекординской подсвиты. Крылья представлены углеродистыми сланцами среднекординской подсвиты.

1.3.2 Разрывные структуры

В пределах месторождения Панимба выявлены надвиги и субвертикальные взбросы, которые в разной мере связаны с локализацией и отложением рудного вещества.

Тектонические надвиги играют важнейшую роль в формировании структурного плана в пределах участков Михайловского и руч. Золотого, а также Правобережного рудопроявления. На Михайловском участке это Западный и Восточный надвиг.

Западный надвиг прослежен от верховьев руч. Михайловского до нижнего течения руч. М. Панимба на расстоянии 6,5 км. По данным материалов геолого-разведочных работ, на участке Михайловском в его подошве развиваются дробленые, милонитизированные породы мощностью от 6 до 16 м, угол наклона плоскости надвига варьируется от 30 до 45° в восточных румбах. В непосредственной близости от висячего контакта надвига локализуются рудные тела № 1 и 2 Михайловского участка.

Восточный надвиг вытягивается на 2,2 км от правобережья верховьев руч. Михайловского до участка руч. Золотого, где он срезается тектоническим разломом северо-восточного заложения. Подошва надвига на участках Михайловский и руч. Золотого слагается дроблеными, катаклазированными породами мощностью 8–14 м. Угол наклона его плоскости составляет 30–45° со склонением на восток. В пределах Михайловского участка надвиг четко контролирует местоположение рудного тела № 3, в подошве располагаются апокарбонатные скарноиды. На участке руч. Золотого в подошве надвига вскрываются метатерригенные сланцы верхнекординской подсвиты, его плоскость выкручивается до 60–70° с падением на северовосток.

Шалокитский тектонический пакет располагается в юго-восточной части месторождения, где обнажаются отложения горбилокской и удерейской свит. В пределах месторождения Панимба выделяются две тектонические пластины: Родниковая и Шалокитская.

Родниковая пластина прослеживается от устья руч. Родник до устьев ручьев Дорогой и Шалокит, ширина ее выхода по долине р. Панимба достигает 3 км. В северо-восточной части она заметно деформирует крыло Правобережной синклинали, где по тектоническому нарушению отложения горбилокской и удерейской свит надвинуты на углеродистые сланцы среднекординской свиты. В пределах пластины находятся отложения горбилокской и удерейской свит. В северо-восточной части залегают моноклинально с падением на юговосток под углами 40–65°. В кровле тектонической пластины в отложениях верхней пачки среднеудерейской подсвиты располагается рудопроявление Шалокит.

Шалокитская пластина прослеживается от устьев ручьев Дорогого и Шалокит до первого правого притока р. Панимба протяженностью 6 км и выходит за границы месторождения. В основании пластины залегают отложения горбилокской свиты, далее откартирована удерейская свита.

Субвертикальные взбросы северо-восточного, в меньшей степени северо-западного простирания осложняют пликативные структуры и рудные тела участков, смещая их отдельные блоки со значительными амплитудами. Мощность нарушений достигает 20 м и более. Блоки выполнены брекчированными и милонитизированными породами. На уровне дневной поверхности по тектоническим нарушениям часто развивается кора выветривания. Их влияние на общий структурный план слабо выражено за исключением Дражной зоны.

1.4 ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах исследуемой территории известны месторождения и проявления благородных, редких и цветных металлов различных морфологических и формационных типов, строительных материалов и флюсового сырья.

Проявления цветных и редких металлов носят или экзотический характер (ниобий, тантал, цинк) или транзитный, отражающий металлогеническую спецификацию массива татароаяхтинского комплекса (вольфрам). Проявления этих металлов связаны либо с пегматитовыми жилами, расположенными в пределах Чиримбинского массива, либо со скарнами в его приконтактовых частях. Предшествующими исследованиями даны либо отрицательная оценка, например Михайловскому рудопроявлению вольфрама, либо рекомендации на дальнейшее изучение, например цинка. Практический интерес на площади представляют месторождения золота, андалузита и строительных материалов.

1.4.1 Золото

В пределах месторождения Панимба известны как рудное, так и россыпное золото.

Рудное золото. В формационном отношении в пределах месторождения выявлены проявления разных масштабов золото-сульфидного (Михайловский участок, рудопроявления Шалокит, Правобережное), золото-кварцевого (участок руч. Золотого, рудопроявления Тавлик, Панимбинское), скарнового (рудопроявление Скарновое) типов.

В морфологическом отношении оруденения представлены жильным типом (Панимбинское рудопроявление), рудными зонами (участок руч. Золотого, рудопроявления Тавлик и Шалокит), линзообразными, субсогласно залегающими залежами (участок Михайловский, рудопроявление Скарновое).

Россыпное золото. В пределах рудного поля месторождения россыпи золота известны по р. Панимба (вниз по течению от устья руч. Михайловского) и ее правым притокам – ручьям Михайловскому, Золотому и Шалокит. Россыпи относятся к долинному (русловые и террасовые россыпи рек Понимба и Шалокит) и ложковому (россыпи ручьев Михайловского и Золотого) типам.

Добыча россыпного золота по р. Панимба началась в 1842 г. В дореволюционное время между ручьями Михайловский и Шалокит работало восемь приисков, давших 710 кг золота. В 1930–1962 гг. россыпь долины р. Панимба разведывалась и эксплуатировалась драгой продольным ходом от руч. Дорогого вверх до руч. Михайловского и параллельным ходом вниз до руч. Песчаного. Драгой было добыто 1 716 кг золота. По результатам разведки россыпи пойменной части долины в 1953 г. произведен генеральный подсчет запасов с выделением Средне-Панимбинского дражного полигона по р. Панимба между ручьями Шалокит и Широкий

Бор. Протяженность полигона – 9 км, линейное богатство – 360 кг/км. Россыпь залегает в сероцветном аллювии, проникая на 1,5–2,0 м в коренные породы. Ширина россыпи в пределах полигона составляет до 300 м, средняя мощность – 4,3 м; распределение золота струйчатое, струи узкие (не более 10 м), линзовидной формы. Золото мелкое, с преобладающим размером 0,2–0,8 мм. Окатанность золотин хорошая. Пробность 913. В настоящее время на р. Панимба ведется отработка россыпи гидромеханическим способом артелью «Северная».

Россыпь по руч. Михайловскому отработана мускульным способом в до-революционное время, добыто 154,8 кг золота.

В долине руч. Золотого в 1940–1958 гг. разведана узкая маломощная россыпь протяженностью 1,5 км с содержанием 431 мг/м³. Золото крупное, плохо окатанное, ноздреватое.

Россыпь руч. Шалокит отрабатывалась в дореволюционное время мускульным способом, добыто 255 кг при среднем содержании металла 1 539 г/т.

1.4.2 Андалузит

Панимбинское месторождение андалузитовых сланцев расположено на водоразделе рек Панимба и Чиримба, в районе тригопункта «Тавлик». В геологическом строении принимают участие отложения кординской свиты, представленные кварц-биотит-андалузитовыми сланцами, перемежающимися с маломощными прослоями кварц-хлорит-андалузитовых сланцев и кварцитов. На месторождении установлено два разобщенных тела общей площадью 5 км². По данным минералогического анализа, среднее содержание андалузита по двум телам составляет 13 %.

Юго-западное продолжение месторождения расположено на левом склоне р. Панимба в среднем ее течении (район горы с отметкой 658,3). Андалузитовые сланцы приурочены к черным углеродистым кварц-серицитовым (мусковитовым) сланцам кординской свиты. Выделено две залежи: Северная размером 1 200× ×(60–750) м и Южная размером 650×40 м. Среднее содержание андалузита составляет 7,69 %.

По Панимбинскому месторождению в целом прогнозные ресурсы до глубины 200 м составляют 2 820,168 млн т, суммарные запасы глинозема (при содержании Al₂O₃ в андалузите 60 %) – 166,608 млн т.

1.4.3 Строительные материалы

В качестве строительных материалов и сырья для их производства в районе могут использоваться граниты, кварциты, кварцитовидные песчаники, мраморизованные известняки, гравийно-галечниковые отложения. На правобережье р. Панимба в курумах при поисково-разведочных работах разных лет наблюдались моноблоки среднезернистых гранитов размером 2–4 м в поперечнике. Породы могут быть использованы для производства щебня.

Мраморизованные известняки пенченгинской свиты образуют выход 3,0×0,8 км по руч. Михайловскому. Содержание CaCO₃ в них превышает 95%. Породы могут быть использованы для производства извести, портландцементов.

Гравийно-галечниковые отложения, особенно техногенные, могут применяться как заполнители бетона и для дорожного строительства. Такие техногенные гравийногалечниковые отложения, образованные при добыче россыпного золота, располагаются по р. Панимба вниз по течению от руч. Михайловского.

2 ПЕТРОГРАФИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Петрография вмещающей толщи изучалась при документации 17 скважин четырех разведочных линий и исследовании шлифов, изготовленных из керна (2 824,2 пог. м). Разведочные линии вскрывают рудные тела № 2, 3 участка Михайловского и рудное тело участка руч. Золотого (рисунок 2.1).



Рисунок 2.1 – Схема геологического строения месторождения Панимба (составлена Р.Г. Шариповым с изменениями А. М. Сазонова): 1 – отложения в долинах ручьев; 2 – ритмично-тонкослоистые песчано-алеврито-глинистые сланцы (пачка 1); 3, 4 – неконтрастно-тонкослоистые, штриховато-полосчатые сланцы (пачка 2):

3 – узловатые бластомилониты, 4 – кордиерит-андалузитовыедвуслюдяные роговики, иногда гранатсодержащие двуслюдяные сланцы; 5 – контрастно-тонкополосчатые сланцы (пачка 3): а – контрастно-тонкослоистые; б – однородные и слоеватые; 6 – известняки мраморизованные; 7 – актинолитовые микросланцы и амфиболиты; 8 – границы: а – литологические, б – метаморфических разновидностей пород; 9 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – сбросы (зоны милонитизации); 11 – рудные тела; 12 – буровые профили детального изучения литолого-петрографического состава

Вертикальная мощность отложений, вскрытых разведочными скважинами, изменяется от 181 до 413 м.

2.1 ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Литолого-стратиграфический разрез представлен тремя пачками терригенно-глинистых пород, характеризующихся особым узором слоистости, тектонической полосчатости, и актинолитовыми сланцами – предположительно метаэффузивами основного состава (таблица 2.1).

аблица 2.1 – Характеристика литолого-стратиграфического разреза месторождения панимоа				
Номера пачек, горизонты. Петрографический состав	Мощность, м			
	РЛ-ІІ-2	РЛ-II-3	РЛ-12	РЛ-13,5
<i>Пачка 1</i> . Контрастно-тонкополосчатые углеродистые двуслюдяные сланцы	25	23	_	_
Пачка 2. Неконтрастно-тонкослоистые, штриховато- полосчатые сланцы	114	169	141	177
а) гранатсодержащие андалузитовые двуслюдяные сланцы	36	30	_	_
б) кордиерит-андалузитовые двуслюдяные роговики	-	-	53	71
в) узловатые бластомилониты	31	27	88	106
г) двуслюдяные сланцы	47	112	_	_
Актинолитовые микросланцы и амфиболиты	36	64	105	22
<i>Пачка 3</i> . Метаморфизованные ритмично-тонкослоистые песчано-алеврито-глинистые отложения	_	_	138	42
Суммарная мощность	175	256	384	241

Таблица 2.1 – Характеристика литолого-стратиграфического разреза месторождения Панимба

Породы претерпели изменения в результате регионального, дислокационного, контактового метаморфизма и полистадийного гидротермального рудного процесса.

Текстурно-структурные и минеральные признаки каждого из видов изменений сохранились в различной степени, что позволяет восстановить последовательность геологических событий, повлиявших на формирование окончательного облика пород.

Ниже представлено петрографическое описание главных разновидностей пород литологостратиграфического разреза (снизу вверх, согласно последовательности, отраженной в таблице 2.1).

2.1.1 Пачка 1. Контрастно-тонкополосчатые углеродистые двуслюдяные сланцы

Эти сланцы занимают нижнюю часть литолого-стратиграфического разреза на участке Михайловском, обычно подстилают рудные тела. Породы пачки изучены в керне скважин РЛ-II-2 и РЛ-II-3. Их вскрытая скважинами мощность варьируется от 10 до 35 м, наибольшая мощность фиксируется в скважине 7.

Породы зеленовато-серого цвета, в приконтактовой зоне с рудными интервалами поверхность керна покрыта пятнистой пленкой ядовито-зеленого цвета. Возникновение этой окраски по прошествии некоторого времени после подъема керна связано с окислением сидерита и пирротина, находящихся в составе породы.

Примечательной и характерной особенностью пород пачки является контрастная полосчатость унаследованной слоистости (рисунок 2.2). Она выражается в чередовании темносерых до черных слойков со светло-серыми (белыми). Мощность слойков примерно одинаковая, составляет 0,5–1,0–1,5 см. Причем очень часто тонкое переслаивание нарушается штриховатой нитевидной механической рассланцовкой, складчатостью и брекчированием.



Рисунок 2.2 – Контрастно-тонкополосчатые сланцы: *а*, *б* – контрастная полосчатость унаследованной слоистости (*a* – образец № 4/75, *б* – образец № 6/163); *в* – брекчированный сланец (образец № 6/168,3)

21

Среди породообразующих минералов преобладают кварц (до 35-40 %) и мусковит, присутствующий в породах в среднем в тех же количествах (до 35-40 %). Примечательной особенностью минерального состава сланцев является флогопит, имеющий бесцветную до бледно-бежевой окраску. Он всегда присутствует в породе, но его количество изменяется от нескольких до 30 %. В ряде случаев эта слюда приобретает более густую светлокоричневую окраску. Рудные минералы (ильменит, пирит и пирротин) в среднем составляют около 10 %, иногда они интенсивно замещены гидроокислами железа. Хлорит в виде нескольких оптических разновидностей всегда присутствует в породе от единичных зерен первых процентов. Графит в темных слойках является ДО главным породообразующим минералом, его количество в них достигает 25 %. В этих случаях предполагается эндогенная графитизация сланцев по поверхностям рассланцевания. Постоянными примесями в контрастно-полосчатых сланцах являются турмалин и рутил.

Полосчатость обусловлена распределением минералов: темные слойки состоят из кварца и графита с непостоянной примесью других минералов, а светлые – из слюд с примесью кварца и других минералов. Судя по размерам породообразующих минералов (кварц – 0,02–0,05 мм; слюды – 0,05–0,07 мм), первичные осадочные породы с учетом метаморфогенного роста были представлены алеврито-глинистыми разностями.

Микроструктура сланцев лепидогранобластовая. Ориентированный кристаллобластез, формирующий общую сланцеватость, нарушается угловым несовпадением по падению плоскостей ориентировки флогопита и серицито-мусковита. Практически всегда в сланцах проявлена механическая сланцеватость, которая подновляет границы между темными и светлыми слойками, образует кулисы из пластинок светлой слюды, формирует участки развития плойчатости и кренуляционного кливажа.

Кварц является одним из главных и преобладающим минералом в темных слойках. Здесь он имеет размеры 0,01–0,03 мм, обычно уплощен по сланцеватости, и его зерна заметно мельче зерен белых слойков. В межзерновом пространстве кварца и во включениях развит графит, что придает кварцу пилообразные ограничения.

В светлых слойках кварца обычно значительно меньше, чем в темных. Он образует сотовые агрегаты. В линзах и гнездах рекристаллизованный кварц имеет размеры полигональных зерен до 0,1 мм. В этих участках часто развиты сульфиды, «рыжий» сидерит в виде тончайших каемок вокруг сульфидов; чешуйки бесцветного *шериданитового хлорита* (оптически положительный, $n_g - n_p = 0,010$, $n_g \cong n_m = 1,600$); агрегаты (0,2 мм) чешуек (0,02 мм) *кеммерерит-кочубеитового хлорита* фиолетоворозового цвета; более крупные кристаллики рутила, турмалина и слюд.

Серицито-мусковит в основном приурочен к белым слойкам, слагая их иногда на 80–90 %. В белых слойках обычной ассоциацией породообразующих минералов является серицито--мусковит+ флогопит + рутил + турмалин +сульфиды + ильменит.

Содержание рутила и турмалина в породе неравномерное, и увеличение их концентраций, вероятно, связано с метасоматическими явлениями во вмещающей толще. Причем ругил и турмалин, как правило, не подчиняются ориентировке общей сланцеватости и растут не синхронно с процессами регионального, контактового и дислокационного метаморфизма. Кристаллы коричневого и сиренево-коричневого ругила включены во флогопит, концентрируются в чешуйчатом агрегате серицито-мусковита и располагаются в межзерновом кварцевом агрегате. Рутил образует индивидуализированные одиночные кристаллики, коленчатые двойники и агрегаты из нескольких кристалликов с кристаллографическими формами, а иногда и землистые скопления частично лейкоксенизированного минерала. Обычные размеры кристалликов рутила В темных слойках – 0,01–0,02 мм, а в белых достигают 0,05 мм. При наличии в сланцах штриховатого рассланцевания цепочки серицито-мусковита контролируют эти зонки в виде систем кулисообразно сменяющих друг друга пластинчатых агрегатов в белых и темных слойках. К серицитовым агрегатам зонок рассланцевания тяготеет крап изометричных выделений графита. Спорадически здесь наблюдается чешуйчатый графит с хорошей кристаллографической огранкой.

Флогопит образуется на ранних стадиях формирования породы – в процессе регионального метаморфизма. Возможно, что при контактовом метаморфизме сохранялись условия устойчивости минерала.

Наибольшие концентрации минерала приурочены к светлым слойкам, в темных слойках их рост, видимо, подавлен наличием графита. Минерал слабо удлинен: в темных слойках его размеры едва достигают 0,07 мм, а в светлых – 0,1–0,2 мм. В участках соприкосновения с серицито-мусковитом коррозионных соотношений не наблюдается. Типичный флогопит имеет бледно-бежевую окраску, но в ряде случаев интенсивность окраски увеличивается, однако геологическая интерпретация перехода флогопит \rightarrow биотит остается неясной.

Сульфиды являются обычной примесью в характеризуемых породах. Постоянную вкрапленную примесь образуют пирротин, пирит и халькопирит, в меньшей степени распространены сфалерит, арсенопирит, марказит и галенит.

2.1.2 Пачка 2. Неконтрастно-тонкослоистые, штриховато-полосчатые сланцы

В составе пачки выделяются четыре петрографические разновидности пород: а) двуслюдяные сланцы, б) узловатые бластомилониты, в) кордиерит-андалузитовые двуслюдяные роговики, г) гранатсодержащие андалузитовые двуслюдяные сланцы.

23

Породы обладают зеленовато-серой окраской, первичной тонкой слоистостью, которая в процессе неоднократного динамометаморфизма и контактового воздействия гранитоидов нарушена до штриховатой полосчатости под воздействием механической рассланцовки и пятнистости-узловатости врезультате проявления будинажа, а также кристаллобластической перекристаллизации с уничтожением первично-осадочной и динамометаморфической неоднородности.

Петрографические разновидности псевдостратифицированы в разрезе. В сечениях РЛ-II-2 и РЛ-II-3 вскрыты сверху вниз: актинолитовые сланцы → узловатые бластомилониты → кордиерит-андалузитовые двуслюдяные роговики → гранатсодержащие андалузитовые двуслюдяные сланцы → контрастно-тонкослоистые двуслюдяные сланцы.

В сечениях РЛ-13,5 и РЛ-12 последовательность стратифицированных отложений сверху вниз следующая: ритмично-слоистые песчано-алеврито-глинистые андалузитовые двуслюдяные сланцы → кордиерит-андалузитовые роговики→ узловатые бластомилониты → актинолитовые сланцы.

Рудные тела приурочены то к пачке кордиерит-андалузитовых роговиков, то к узловатым бластомилонитам.

Тонкослоистые двуслюдяные сланцы. Эта разновидность сланцев выделена в скважине 12 в интервалах 0,0–60,0 и 124,0–176,0 м. Породы непрерывного разреза «разорваны» телом метабазитов (60,0–124,0 м), рисунок 2.3.

В приграничной области висячего бока метабазитов в трехметровом интервале развиты лежачие складки волочения. В лежачем боку актинолитовых сланцев в полуметровом интервале метапелитовые сланцы катаклазированы. Далее в интервале одного метра отмечаются складки волочения. Ниже интервала 176 м эти породы сменяются полосчатыми узловатыми милонитами.

Характеризуемые породы, развитые в кровле метабазитов, заметно углеродизированы, с ядовито-зелеными пятнами окисления сульфидов и сидерита. В неизмененном виде сланцы имеют зеленовато-серую окраску. В лежачем боку они приобретают отчетливый кремовый оттенок.

Текстура толщи мелкоскладчатая, складки лежачие, с размахом крыльев около 10 м, в замках наблюдаются какириты. Причем мелкая складчатость поражает и толщу актинолитовых сланцев (метабазитов).

Текстура пород тонкослоистая с весьма слабым проявлением затирания слойков при складчатости и милонитизации. Под микроскопом породы плойчатые.

Согласная слоистости сланцеватость собрана в микроскопические складочкив результате развития секущего под почти прямым углом кливажа осевой плоскости, но наряду со

спокойной пологоволнистой складчатостью иногда наблюдаются разнопорядковая складчатость и разрушение реликтового текстурного узора и плойчатости. В этих участках породы заметно углеродизированы и приобретают почти черную окраску.



Рисунок 2.3 – Геологический разрез бурового профиля II-3 участка Михайловского, рудное тело №2: 1-3 – неконтрастно-тонкослоистые, штриховато-полосчатые сланцы (1 – двуслюдяные сланцы,2 – узловатые бластомилониты,3 – кордиерит-андалузитовые роговики, иногда гранатсодержащие сланцы); 4 – контрастно-тонкополосчатые сланцы; 5 – актинолитовые микросланцы и амфиболиты; 6 – текстуры пород: а,б – реликтовая слоистость (а – тонкая, б – контрастная тонкая), в, г – милонитовая полосчатость (в – неясная тонкая, г – тонкои нитевидно-штриховатая); 7 – границы: а – литологические, б – метаморфических разновидностей границы минерализованной золотоносной зоны: интервалы пород: 9 _ 8 гидротермальноизмененных пород с содержанием золота более 0,5 г/т; 10 – границы рудных тел

Минеральный состав, %: кварц – 15–30; серицито-мусковит – 20–30;биотит – 20–35; хлорит – до 15; турмалин – до 3; рудные минералы – до 3; графит – 5–10.

Микроструктура пелитоморфная, лепидобластовая; преобладающий размер зерен – 0,01–0,03 мм. Практически все минералы имеют удлиненно-пластинчатый вид. Только кварц, особенно в обогащенных им слойках, изометричный. В участках с преобладанием слюд кварц тонкопластинчатый. На фоне параллельно-лепидобластической и плойчатой ткани

отмечаются обычные, но редкие удлиненные линзочки (0,5×3,0 мм) гранобластического кварца, совместно с которым здесь отмечаются рекристаллизованные до более крупных чешуйки мусковита, биотита, хлорита. С ними часто ассоциирует рудный минерал. Линзовидные гнезда (0,05×0,02 мм) сульфидов участками распространены в виде равномерной послойнойвкрапленности.

Биотит образует наиболее крупные зерна в породе, но его размеры составляют всего 0,10–0,05 мм по удлинению. В плоскости шлифов, которые изготовлялись в сечениях, перпендикулярных сланцеватости, биотит выглядит субизометричными чешуйками. Его спайные плоскости ориентированы под углом к серицито-мусковитовой сланцеватости. Минерал обладает светлой коричневой окраской с плеохроизмом почти до бесцветного. Распределен биотит в породе обычно равномерно, но нередки случаи слойкового обогащения.

Серицито-мусковит – мелкочешуйчатый от 0,00*n* до 0,0*n* мм по удлинению. Он образует агрегаты равномерно рассредоточенных чешуек среди кварц-хлорит-биотитовой ткани и полоски почти мономинерального агрегата параллельно сросшихся чешуек, при вращении столика микроскопа одновременно гаснущих и просветляющихся, как монокристалл.

Хлорит бледно-зеленой окраски со слабым плеохроизмом и синевато-серой интерференционной окраской образует чешуйки до 0,15 мм по удлинению. Зерна хорошо индивидуализированы и равномерно распределяются в темных слойках породы. Хлорит оптически положительный, относится к делесситу.

Графит равномерно пропитывает породу и концентрируется в полосках слоистости и трещинах кливажа. Он имеет мельчайшие (0,0*n*–0,00*n* мм) чешуйчатые образования и изометричные обособления в межзерновом пространстве.

Сульфиды представлены рассредоточенной вкрапленностью пирротина и халькопирита, обычно в срастании.

Турмалин отмечается в виде удлиненных тонкопризматических кристаллов (0,15×0,02 мм), распределяющихся параллельно сланцеватости породы, ибеспорядочно ориентированной вкрапленности. Распределен в массе породы равномерно. Для него характерна пятнистая бледножелтая, буровато-зеленая до бирюзово-голубой окраска.

Узловатые бластомилониты. Это зеленовато-серые породы с узловатой текстурой и штриховатой тонкой полосчатостью. Зернистость породы пелитоморфная и макроскопически минеральный состав установить невозможно. Яркая характерная особенность породы – узловатость. *Темно-серые узелки* шаровидной, эллипсоидной и угловатых форм отчетливо проявляются на более светлом зеленовато-сером фоне. Размер узелков изменяется от 1,5 до 3,0–4,0 мм, содержание – от первых единиц до 15–20 %. Узелки имеют более плотную текстуру и повышенную крепость по сравнению с более «рыхлой» вмещающей тканью породы (рисунок 2.4).

26



б Рисунок2.4 – Текстурный узор узловатых бластомилонитов:

Микроскопический размер минерального метаморфического агрегата (0,0*n*-0,00*n* мм)

свидетельствует о глинистом составе исходной породы.

а – образец №65/269,4; б – образец №65/224,0

В минеральном составе породы отмечаются реликтовые минералы – кварц +серицит + + биотит (ассоциация регионального метаморфизма); преобладающая по количеству минеральная ассоциация контактово-термального метаморфизма – кварц + биотит + мусковит ± ± андалузит; минералы динамометаморфической стадии – графит + серицито-мусковит + кварц; диафторигенно-гидротермальные минералы – кварц + мусковит + хлорит + кальцит + + турмалин + рутил + сульфиды.

В количественном выражении средний состав породы представляется в следующем виде, %: андалузит – до 5, биотит – до 20, серицито-мусковит – до 45, кварц – до 30 (редко 40–45), хлорит – до 5–10, турмалин, рутил – до 3, графит – около 5.

Микроструктура породы определяется наличием породных узелков в кристаллобластовой двуслюдяно-кварцевой ткани. Основная ткань обычно свилевато огибает узелки, с полосками серицитового параллельно-лепидобластического агрегата и трещинками механической сланцеватости. В рисунке основной ткани часто проявлена плойчатость, мелкая складчатость.

Узелки представляют собой грано-лепидобластический агрегат серицита, кварца и хлорита с размером минеральных индивидов около 0,001 мм (рисунок 2.5). Отдельные чешуйки и зерна большего размера позволяют предполагать тот же состав микрозернистой мерцающей массы.



Рисунок 2.5 – Скопление обломков сланца в бластомилоните (образец №12/176)

Во многих узелках сохраняются трещины реликтового кливажа, подчеркнутые скоплениями пылеватых непрозрачных частиц. Направление реликтового кливажа располагается под углом (от различных острых до прямого) к поздней рассланцовке, причем за счет вращения узелков в процессе дифференциальных подвижек направление реликтового кливажа имеет обычно различную ориентировку в каждом индивидуальном узелке. Реликтовый кливаж иногда пятнами проявляется в основной ткани, в виде субпараллельных полосок пелитоморфного непрозрачного минерального вещества. Эти особенности породы указывают на динамометаморфическое, а не контактово-термальное происхождение узелков, как это обычно проявляется в контактовометаморфических ореолах. В участках хлоритизации узелки подвергаются индивидуальному замещению хлоритом с образованием внешней хлоритовой зоны.

В основной ткани бластомилонита размеры серицито-мусковита составляют 0,02–0,04 мм, а кварца – 0,01 мм, которые своим параллельным расположением подчеркивают ориентировку милонитизации. Также отмечаются линзочки почти мономинерального кварца и мусковита с размерами 0,05–0,10 мм, образовавшиеся в полостях отслоения при дифференциальных подвижках вдоль пологоволнистых изгибов поверхностей механического рассланцевания.

Ранний (регионально-метаморфический) биотит представлен изотропизированными, рыхлыми чешуйками, практически не обладающими плеохроизмом. Поздний (контактово--метаморфический) биотит коричневого цвета с резким плеохроизмом, размером в десятые доли миллиметра равномерно распределен в породе, но использует обычно в локализации поверхности рассланцевания. Положение чешуек минерала несогласно сланцеватости. Причем более поздними подвижками (в рудно-метасоматический этап) поверхности чешуек «ошелушены».

Хлорит замещает биотит и образует порфиробластические пластинки и их «звездчатые» агрегаты. Минерал обладает бледно-зеленым цветом, тускло-вишневой интерференционной

окраской; оптически положительный, принадлежит к пеннину. Хлоритизация развита в рудных и околорудно-измененных интервалах.

Турмалин образует неориентированные идиобласты размером до первых единиц десятых долей миллиметра.

Рутил в виде мельчайших (0,01–0,00*n* мм) кристалликов, коленчатых двойников и их сросшихся агрегатов обычно появляются в породе в связи с хлоритизацией.

Сульфиды в породах горизонта отмечаются в значительных количествах. Наиболее распространены пирротин, халькопирит и пирит. Примерно в половину меньшей частотой встречаемости характеризуются марказит, сфалерит и арсенопирит, причем арсенопирит, сфалерит и галенит отмечаются обычно в рудных интервалах.

Кордиерит-андалузитовые роговики. Породы имеют зеленовато-серую окраску, штриховато--тонкополосчатую текстуру, порфиробластическую структуру с микрозернистой основной тканью. От узловатых бластомилонитов отличаются наличием белой пятнистости (мусковит-андалузитовые агрегаты) и меньшим содержанием узелков, которые заметно светлеют в окраске и замещаются ситовидным кордиеритом. Порфиробласты андалузита чаще хорошо определяются даже макроскопически по характерному хиастолитовому кресту или футляровидному строению кристаллопорфиробластов (рисунок 2.6). Размеры кордиерита и хиастолита составляют от 2 до 5 мм в поперечнике.



Рисунок 2.6 – Особенности распределения андалузита в сланце: *a* – образец №6/77,9; *б* – образец №65/148,5

Минеральный состав породы, %: кордиерит – до 10, андалузит – от единичных зерен до 10, биотит – 10–30; серицито-мусковит – 20–35, кварц – 25–30, графит – до 10, сульфиды – до 5, турмалин, рутил – до 3.

Микроструктура порфиробластовая с линзовидно рассланцованной лепидогранобластовой основной тканью. Линзовидная и тонкополосчатая механическая сланцеватость дополняется мелкими складочками волочения между соседними поверхностями сланцеватости, образуя узор кренуляционного кливажа.

Породные узелки, завальцованные до эллипсоидных и шаровидных образований, состав которых охарактеризован в узловатых бластомилонитах, здесь замещаются *ситовидным кордиеритом*. Включения биотита, кварца, серицита, рудного минерала занимают до 5–10 % и имеют размер меннее 0,05 мм.

При одном николе зерна кордиерита выглядят светлыми безрельефными пятнами на фоне основной ткани. В скрещенных николях минерал окрашен от серого до желтого цвета ($\Delta = 0,009$), отмечаются искаженные деформациями секториальные тройники и шестерники (рисунок 2.7).

Андалузит развивается в тенях давления кордиерита и в гнездах чешуйчатого агрегата мусковита. Он образует несовершенные по морфологии кристаллы – футляровидные образования, заполненные графитом; крестообразные обособления; ситовидные кристаллы, развивающиеся в кварцслюдяной ткани. То есть порфиробласты представлены агрегатом андалузита, мусковита, кварца и графита, в котором намечаются контуры будущего совершенного кристалла андалузита.



Рисунок 2.7 – Ситовидный порфиробласт секториального сростка кордиерита в андалузит-кордиеритовом роговике (образец №5/53)

Андалузит и кордиерит не всегда присутствуют вместе в породе, причем андалузит занимает более узкий пространственный интервал, чем кордиерит.

Основная ткань этих пород аналогична по узору, составу и взаимоотношениям охарактеризованным в родственных им узловатых бластомилонитах и гранатсодержащих андалузитовых двуслюдяных сланцах.

Рассматриваемые породы являются наиболее высокотемпературными образованиями из продуктов контактового метаморфизма. Пластовая форма и псевдостратифицированное их положение в разрезе определяются повышенной проницаемостью зон милонитизации для метаморфизующих флюидов. Положение рудных тел в породной колонке обусловливается нижней термодинамической границей образования кордиерит-андалузитовых роговиков, которая пространственно приурочена к узловатым бластомилонитам с первыми проявлениями кордиерита.

В андалузит-кордиеритовых сланцах широко распространена *сульфидная минерализация*. Наибольшей частотой встречаемости обладают пирротин и халькопирит. В более узких интервалах, главным образом с повышенными концентрациями золота, распространены пирит, арсенопирит, сфалерит, марказит и галенит, наряду с обычными здесь пирротином и халькопиритом.

Гранат-андалузитовые двуслюдяные сланцы. Гранатсодержащие сланцы распространены в РЛ-II-2 (скважины 3–5) и РЛ-II-3 (скважины 7, 9 и 10) на участке Михайловском (рисунок 2.8).



Рисунок 2.8 – Геологический разрез бурового профиля II-2 участка Михайловского, рудное тело №2: *1–3* – неконтрастно-тонкослоистые, штриховато-полосчатые сланцы (*1* – двуслюдяные, *2* – узловатые, *3* –кордиерит-андалузитовые, иногда гранатсодержащие);

4 – контрастно-тонкополосчатые сланцы; 5 – актинолитовые сланцы; 6 – текстуры сланцев: а, б – реликтовая слоистость (а – тонкая, б – контрастная тонкая); в, г – милонитовая полосчатость (в – неясная тонкая, г – тонко- и нитевидно--штриховатая); 7 – границы: а – литологические, б – метаморфических разновидностей пород; 8 – границы минерализованной золотоносной зоны; 9 – интервалы гидротермальноизмененных пород с содержанием золота более 0,5 г/т; 10 – границы рудных тел

Они занимают нижнюю часть разреза тонкослоистых пятнистых, узловатых и андалузитовых метапелитов. Породы развиты в интервале от 2 до 25 м выше кровли контрастно-тонкослоистых метапелитов. По простиранию горизонт гранатсодержащих сланцев прослеживается на 100–150 м.

Макроскопически породы имеют зеленовато-серую окраску, тонкую или переслаивающуюся тонкую и широкую полосчатость. Реликтовая слоистость часто нарушается механической рассланцовкой с образованием штриховатости разной степени контрастности. В породе проявлены слабоконтрастные белые пятна и темные узелки.

Исходные осадочные породы, вероятно, представляли собой глинистые осадочные породы с размерностью большего числа зерен 0,050–0,005 мм. Основная ткань пород состоит на 20–25 % из кварца, 10–15 % – мусковита; биотит развит в большем, чем мусковит, количестве – 25–30 %. Вкрапленники представлены андалузитом (5–10 %) и гранатом (до 5 %). Из второстепенных минералов присутствуют плагиоклаз, сульфиды. Акцессорные (метасоматические) турмалин и ругил – от десятых долей до первых процентов. Присутствующие иногда темные узелки представляют собой углеродисто-серицитовые тонкозернистые образования. Белые пятна отвечают ситовидным ксенобластам андалузита.

Микроструктура обусловлена неоднократным кристаллобластезом, рассланцеванием, милонитизацией. История образования породы складывается из следующих главных стадий: литогенез (алевропелит); региональный соскладчатый метаморфизм (гранат-биотитовый или гранат-двуслюдяной сланец); контактовый метаморфизм (андалузитовый роговик); динамометаморфизм (бластомилониты и милонитизированные сланцы).

Минеральная ассоциация регионального метаморфизма сохранилась в виде реликтовой ассоциации гранат + биотит. Наиболее устойчивым минералом является гранат, под микроскопом имеющий бледно-бежевую окраску. Минерал обычно равномерно распределен в породе, но также не редки гломеробластовые скопления, гораздо реже наблюдаются срастания кристаллов. Гранат имеет хорошо образованные ИЗ двух-трех кристаллы пентагондодекаэдрической формы размером 0,3-0,5 мм, но некоторые зерна достигают 1 мм, при этом нарушается совершенность кристалломорфологической формы. Зональность роста не проявлена в наиболее мелких кристаллах – 0,20–0,35 мм. В более крупных идиобластах ядерные участки содержат пойкилитовые включения кварца и менее рельефны, чем внешние.

Кристаллы миллиметровой размерности обладают внешней едва приметной оболочкой, образованной агрегатом мелких кристалликов. В ряде случаев наблюдались фрагменты таких оболочек незавершенного роста. Вероятно, в образовании наиболее крупных кристаллов проявлена неоднократность возобновления роста.

Минерал трещиноват, но обычно сохраняет свою кристаллографическую форму. Грани кристаллов граната, примыкающие к поверхностям сланцеватости, заметно «сошлифованы». В участках, затененных от давления, примыкающих к порфиробластам граната, в направлении сланцеватости фиксируется гранобластический кварц чуть более крупный, чем в окружающем пространстве. Здесь меньше слюд, а гранат занимает центральную часть кварцевых линзочек, которые, в свою очередь, оконтуриваются сплошным параллельно- лепидобластическим агрегатом слюд. В ряде случаев гранат оказывается включенным в ситовидные кристаллы более позднего андалузита. Причем андалузит «затирается» между соседними плоскостями механического рассланцевания, расчленяется на отдельные разобщенные зерна, а гранат сохраняет почти идеальную кристаллографическую форму «под защитой» более пластичного андалузита (рисунок 2.9).



Рисунок 2.9 – Реликт граната в ситовидном андалузите. Поздние чешуйки биотита окаймляют андалузит-гранатовый сросток (образец № 5/75)

Участки зерен граната, выступающие за пределы андалузита, «зубчато» корродируются и «оглаживаются» механической рассланцовкой. Агрегаты поздних слюд окаймляют порфиробласты по типу «свилей в древесине», иногда утыкаются в зерна граната с прекращением роста. В наиболее крупных порфиробластах граната в направлении сланцеватости отмечаются клиновидные внедрения позднего гранобластического кварца. В минерале практически всегда отмечаются пойкилитовые зерна сингенетичного кварца,

33

причем директивное их расположение практически всегда не совпадает с рассланцовкой. Более поздние биотит и рудный минерал, включенные в гранате, приурочены к трещинам.

Ранний биотит представлен субизометричными чешуйками размером 0,2 мм в поперечнике. Окраска минерала темно-коричневая бархатистая, с весьма слабым плеохроизмом. Зерна диспергированы, представлены агрегатом мельчайших частиц, аморфизованы. Эти изменения связаны, вероятно, с милонитизацией. Ранняя разновидность биотита имеет ориентировку, не совпадающую с более поздней рассланцовкой породы. Причем цепочки пойкилитовых включений в гранате субпараллельны ориентировке биотита. Зерна граната как бы «врезаны» в контактирующие с ним чешуйки раннего биотита, без следов активных коррозионных взаимодействий в контактовой области минерала.

Биотит, парагенетически ассоциирующий с андалузитом, образует чешуйки размером около 0,2 мм. Их структурное положение аналогично раннему биотиту: они рассредоточены равномерно в массе породы и занимают поперечное положение к поздней рассланцовке. В отличие от первой генерации, минерал обладает «сочной» коричневой окраской с резким плеохроизмом до бледно-желтого цвета. Они часто имеют линзовидный облик и оконтурены свилями поверхностей рассланцевания. Чешуйки гофрированы, ступенчато надломаны, тонко «ошелушены» по краям, примыкающим к поверхностям рассланцевания. В участках соприкосновения позднего с ранним биотитом наблюдаются коррозионные границы и следы замещения.

Поздняя генерация биотита образует тесно срастающиеся с мусковитом бластомилонитовые агрегаты вдоль поверхностей рассланцевания. Эти слюдяные полосы чередуются с полосами существенно кварцевого состава. Здесь кварц изометрично гранобластический, а в слюдяных полосках – удлиненно-пластинчатый.

Слюдяные полоски рассланцевания в одних случаях существенно биотитовые, в других – мусковитовые. При возрастании содержания мусковита отмечается замещение им андалузита и присутствующего в гранобластовой ткани плагиоклаза. Биотит при этом приобретает бледно-зеленовато-бурую окраску. Чешуйки биотита уменьшаются в размере и количестве, но непосредственного замещения биотита мусковитом не наблюдается. Мусковит и биотит всегда индивидуализированы. Биотит насыщен игольчато-зернистым и комковатым заметно лейкоксенизированным, часто обладает рутилом, низким двупреломлением, хотя также отмечаются и чешуйки с зеленой второго порядка Такие изменения биотита проявляются в интерференционной окраской. других разновидностях сланцев в связи с их серицитизацией. Реликты гранатсодержащих сланцев в зонах тектонических глинок трения, представленных одиночными обломками, интенсивно углеродизированы.

2.1.3 Пачка 3. Метаморфизованные ритмично-тонкослоистые песчано-алеврито-глинистые отложения

Верхняя часть литолого-стратиграфического разреза, вскрытого в пределах Михайловского участка месторождения Панимба, представлена пачкой метаморфизованных песчано-алеврито-глинистых пород с сохранившейся реликтовой ритмичной слоистостью осадочных пород. Поисковыми скважинами вскрыта нижняя часть пачки, наибольшая видимая мощность непрерывного разреза (снизу вверх от подошвы пачки) зафиксирована в интервале 0,0–136,0 м, скважина № 66 (рисунок 2.10).



Рисунок 2.10 – Геологический разрез бурового профиля 12 участка Михайловского, рудное тело N_{2} 3: *1* – ритмично-тонкослоистые песчано-алеврито-глинистые сланцы; 2, *3* – неконтрастнотонкослоистые, штриховато-полосчатые сланцы (2 – узловатые бластомилониты, *3* – кордиерит-андалузитовые, иногда гранатсодержащие сланцы); *4* – актинолитовые микросланцы и амфиболиты; *5* – текстуры сланцев: а – ритмичная градационная реликтовая слоистость; б, в – милонитовая полосчатость (б – неясная тонкая, в – тонко- и нитевидноштриховатая); *6* – границы: а – литологические, б – метаморфических разновидностей пород; *7* – границы минерализованной золотоносной зоны; *8* – интервалы гидротермально измененных пород с содержанием золота более 0,5 г/т; *9* – границы рудных тел

Ритмичность в строении пачки подчеркивается в контрастном закономерном распределении песчаного, алевритового и углеродисто-глинистого материала в слойке – элементарном ритме (ритм-I – первого порядка). Мощность слойков не постоянна и изменяется от нескольких миллиметров до 1–2 десятков сантиметров. Градационное распределение материала в слойке заключается в последовательном налегании друг на друга (снизу вверх) мелкозернистых песчаников, алевролитов и углеродистых аргиллитов. При этом границы между ними постепенные. Слойки с ритмическим распределением осадочного материала налегают друг на друга с размывом, т. е. песчаное основание верхнего слойка ложится на частично размытую кровлю нижнего.

Такая последовательность распределения материала в осадочных подразделениях получила название прямой и асимметричной градационной слоистости (рисунок 2.11). Границы между слойками (ритмами первого порядка) могут быть выражены резкой сменой гранулометрического и вещественного составов отлагающегося материала или представлять взмученный осадок в области контакта.



Рисунок 2.11 – Текстурно-структурный узор песчано-алеврито-глинистых андалузитовых двуслюдяных сланцев

Размывы на границах элементарных ритмов могут уничтожать полностью глинистый осадок. В этом случае элементарный ритм (слоек) будет состоять из песчаника и алевролита. Если размывом уничтожены алевролиты и аргиллиты, то элементарный ритм состоит только из песчаника. Поверхности границ имеют прямолинейную и часто ячеистую морфологию. Ячеи-углубления в кровле нижнего слойка заполнены песчаным материалом верхнего. В приграничных областях соседних слойков наблюдается преимущественно угловое сочленение поверхностей наслоения с границей между слойками и их срезание.
Ритмы-І объединяются в ритмы-ІІ, которые отличаются друг от друга преобладанием песчаного, алевритового или глинистого материала. Ритмы-ІІ объединяются вверх по наслоению с градационной последовательностью, образуя ритмы-ІІІ. Совокупность ритмов третьего порядка создает ритмопачку.

По минеральному составу породы представляют собой андалузитовые двуслюдяные сланцы. Среди минералов в породе преобладают кварц и слюды. Содержание мусковита уступает биотиту. Среднее содержание кварца составляет 35–40 %, мусковита – 20–15 %, биотита – 20–35 %. Вкрапленники андалузита занимают обычно не более 15 %, в единичных случаях содержание андалузита в небольших объемах породы поднимается до 25 %. Рудные минералы в среднем составляют 5–10 %, иногда они полностью замещаются гидроксидами железа. Содержание турмалина изменяется от единичных зерен до первых процентов. Мельчайшие кристаллы рутила отмечаются во всем интервале пачки. Биотит и частично андалузит замещаются хлоритом.

Микроструктура изменяется от гранобластовой в существенно кварцевой нижней части слойков через лепидогранобластовую (кварц-мусковит-биотитовую) в средней до лепидобластовой (биотит-графитовой \pm мусковит) в верхней. Андалузит приурочен к верхней части элементарного ритма, образуя скелетные и разной степени совершенства порфиробласты среди лепидобластического биотитового или биотит-мусковитового агрегата. Первично-осадочный материал породы полностью перекристаллизован, только цветовая гамма и количественное соотношение метаморфогенных минералов (кварца, мусковита и биотита) отражают первичную градационную неоднородность слойков и ритмов более высоких порядков. В строении ритма третьего порядка (70-метровой мощности), лежащего в основании пачки ритмично-слоистых сланцев (скважина 66), фиксируется уменьшение вверх по наслоению объема кварцевого материала примерно на 25-30 % за счет увеличения слюдяной массы. В этом направлении содержание андалузита постепенно возрастает (с 3-5 до 15-20 %), при увеличения поперечного сечения кристаллов от 3 до 8 мм.

Кристаллобластовый узор ритмично-слоистых сланцев практически всегда нарушен более поздней механической рассланцовкой и пологоволнистой плойчатостью.

Кварц в характеризуемых породах представлен гранобластическим агрегатом изометричных и реже слегка вытянутых (уплощенных) зерен. Размер наиболее крупных зерен достигает 0,15 мм в нижних частях слойков, в глинистых и алеврито-глинистых вариететах ритмов размер зерен составляет 0,03–0,05мм, аколичество уменьшается до 10–15 %.

Мусковит образует хорошо индивидуализированные чешуйки и их агрегаты среди гранобластической матрицы кварца (75–85 %) в нижних участках ритмов – песчаной и алеврито-глинистой их составляющих. Его содержание здесь подчинено кварцу. В собственно метаглинистых участках ритмов мусковит преобладает, а биотит и часто ильменит формируют микропорфиробласты со слабой ориентировкой вдоль сланцеватости, образованной серицито-мусковитом. Параллельно-лепидобластический агрегат индивидуализированных, сросшихся чешуек (0,08×0,02 мм) гаснет как монокристалл. Серицито-мусковитовая «паста» часто собрана в пологие микроскладки. Среди биотитовых агрегатов и продуктов замещения андалузита встречаются одиночные чешуйки и гнездовые скопления крупночешуйчатого мусковита (0,5–1,0 мм).

Биотит в рассматриваемых породах представлен обычно в виде изометричных или слегка вытянутых чешуек размером от 0,05×0,03 до 0,6×0,3 мм. Минерал отмечается в двух временных разновидностях, хорошо отличающихся по внешним физическим признакам.

Биотит I реликтовый (регионально-метаморфической стадии преобразования осадочной толщи), сохранился спорадически и занимает от общей массы биотита первые проценты. Одиночные зерна и их цепочки встречаются в среде позднего биотита II. Активных резорбирующих границ между разновидностями минерала не наблюдается, хотя в ряде случаев корродированные реликты биотита I отмечаются между пакетами позднего биотита (рисунки 2.12, 2.13).



Рисунок 2.12 – Две генерации биотита в сланце. Темно-бурая разновидность (БиІ) – ранняя, регионально-метаморфическая. Коричнево-лиловый биотит (БиІІ) – поздний, контактовометаморфический. Взаимоотношения разновидностей – без активных резорбирующих границ (образец №66/43)



Рисунок 2.13 – Корродированные реликты биотита-I между пакетами позднего биотита-II (образец №66/7,0)

Ранняя разновидность минерала имеет светлую оранжево-коричневую окраску, смоляно-стеклянный блеск, раковистый характер излома. В этих зернах отсутствует плеохроизм и искристость при вращении столика микроскопа. Некоторые зерна диспергированы и приобретают глобулярно-ячеистое строение. Размер глобуль в диаметре менее 0,005 мм, они имеют искаженную сферическую, изометрично округлую морфологию.

Биотит II,образовавшийся при контактовом метаморфизме сланцев, преобладает в породе; он является одним из главных минералов, наряду с кварцем и мусковитом, определяет и подчеркивает особенности строения породы.

Цвет биотита II красновато-темно-коричневый с плеохроизмом почти до бесцветного, отличается исключительной цветовой контрастностью и искристостью при вращении столика микроскопа. Он обладает некоторыми структурно-морфологическими особенностями в слоевых подразделениях породы. В нижней части слойков (первично песчаной размерности) биотит мелкий, соизмерим с зернами кварца. Причем имеет изометричную морфологию, занимает промежуточное между зернами кварца положение и не обладает ярко выраженной ориентировкой. Ассоциирующий иногда с биотитом тонкочешуйчатый мусковит также не имеет ориентировки, распределяясь беспорядочно в преимущественно гранобластическом кварцевом агрегате. Такие структурно-морфологические особенности чешуйчатых минералов типичны для классических слюдяных роговиков. Обычно развитые в метапесчаниках черные

нитевидной мощности поверхности наслоения сложены сплошным чешуйчатым агрегатом биотита, пропыленного точечным графитом. В собственно метапелитовых частях ритмитов биотит представлен порфиробластическим агрегатом на фоне параллельнолепидобластической кварц-серицитовой ткани.

Наряду с биотитом почти постоянно в микропорфиробластах отмечается ильменит, отдельные пластинки которого достигают 0,8 мм по удлинению; встречаются крестовидные (андреевский крест) двойники прорастания. При хлоритизации породы ильменит замещается землистым лейкоксеном и сфеном. Кварц здесь имеет пластинчатую морфологию. Порфиробласты биотита ориентированы и подчеркивают средневыраженную сланцеватость. Иногда чешуйки изогнуты, надломаны.

Метапелитовые участки ритмитов обычно пропылены графитом, тонкими прослоями и реже на всю мощность. Графит пропыляет биотит и занимает межзерновое пространство кварцевого агрегата. Он также концентрируется во внутренних участках футляров андалузита или образует в нем крестовидные фигуры интенсивного пропыления по диагоналям ромбовидных сечений, при замещении хлоритом наблюдается изменение цвета до буровато-оливково-зеленого. В этом случае в минерале появляются мельчайшие выделения рутила, иногда лейкоксенизированного. Встречаются почти полностью замещенные хлоритом чешуйки. Хлорит псевдоморфоз оптически отрицательный, относится к пеннину. Здесь обычно появляются одиночные чешуйки и звездчатые агрегаты бледно-зеленого оптически нейтрального и отрицательного хлорита, с чернильно-синей и фиолетовой интерференционной окраской и полисинтетически двойниковой структурой. По оптическим свойствам минерал соответствует делесситдиабантиту.

Сульфиды в породах пачки представлены редкой вкрапленностью пирита, пирротина и халькопирита.

Турмалин образует разноориентированные вытянутые мелкие пятнистые кристаллы (0,10×0,03 мм) от желтого до буровато-зеленого цвета.

Рутилизация проявлена в виде ориентированных по направлению сланцеватости вытянутых или игольчатых кристаллов темно-красновато-бурого цвета в массе породы. Рутил обычен в чешуйках хлоритизированного биотита.

2.1.4 Актинолитовые микросланцы и амфиболиты

В пределах Михайловского участка месторождения Панимба актинолитовые микросланцы (метабазиты) подстилают пачку ритмично- тонкослоистых песчаноалеврито-глинистых андалузитовых двуслюдяных сланцев. Непосредственного контакта

актинолитовых сланцев с ритмично- слоистыми сланцами не вскрывается. Скважинами подсекается контакт подошвы актинолитовых сланцев с породами кровли пачки 2 (узловатыми милонитами, скважина 6 РЛ-II-2 и скважины 8–11 РЛ-II-3). В скважине 12 РЛ-II-3 метабазиты занимают послойное положение в двуслюдяных сланцах кровли пачки 2. В контактовой зоне развиты литифицированные брекчии, какириты, сыпучая глинка трения, мелкие многостепенные складки волочения метапелитовых сланцев и метабазитов. В скважине 12 двуслюдяные сланцы в кровле метабазитов, в двухметровом интервале, начиная с контакта, смяты в мелкие складки волочения. Метабазиты в кровле тела какиритизированы и смяты в складки в трехметровом интервале. В этой же скважине породы подошвы метабазитового тела не нарушены складчатостью, а глинистые сланцы смяты в складки в метровом интервале. Собственно контакт какиритизирован.

В то же время в керне скважин по РЛ-12 и РЛ-13,5 актинолитовые метабазиты развиты в нижней части пачки 2 (узловатых милонитов) и, вероятно, перекрывают пачку 3 (контрастно--тонкослоистые двуслюдяные сланцы), но непосредственного контакта метабазитов с этими сланцами не наблюдается.

Породы, слагающие метабазиты, обладают серо-зеленой окраской, тонкополосчатой текстурой, обусловленной чередованием полосок, чуть различающихся по оттенку. Полоски светло-серо-зеленого цвета, обычно не имеющие резких контактов, распределены в более темной серо-зеленой матрице сланца.

Исходя из состава и текстурно-структурных особенностей, эти породы названы порфиробластическими актинолитовыми сланцами. В верхней и нижней частях интервала микросланцев в скважине 66 РЛ-12 тонкая полосчатость осложняется наличием полос и пятен мощностью от сантиметров до нескольких метров, имеющих более зеленую окраску и отчетливо зернистую структуру. Эта полосчатость субсогласна общей сланцеватости и По тонкой полосчатости. минералогическому составу породы аналогичны порфиробластическим сланцам, но текстура в большей мере массивная (беспорядочно пойкилитово-ситовидная, обусловленная зернистая), а структура беспорядочно ориентированными ситовидными кристаллами актинолита (размером около 2 мм), окруженными микрозернистым гранобластическим альбит-цоизитовым агрегатом, инапоминающая криптовую микроструктуру некоторых изверженных гипабиссальных пород. Эта разновидность названа ситовидными актинолитовыми амфиболитами.

Порфиробластические актинолитовые сланцы. Собственно серо-зеленые микросланцы под микроскопом обнаруживают порфиробластическую структуру. В качестве микропорфиробластов выступает *актинолит*, образующий метельчатые, сноповидные или

центрические сростки пластинчато-игольчатых кристаллов размером до 2 мм по длине (рисунок 2.14).



Рисунок 2.14 – Сноповидные агрегаты актинолита в актинолитовом микросланце (образец № 66/375)

Ориентировка метельчатых порфиробластов беспорядочная, содержание – от первых до 35-40 %. Окраска минерала бледно-зеленовато-желтая, почти бесцветная, без отчетливого плеохроизма. Актинолит пропылен тонкой сыпью графита (?), но в меньшей степени, чем окружающая основная ткань. Он характеризуется пойкилитовым и ситовидным строением. Включения представлены альбитом, сульфидами, клиноцоизитом, хлоритом, сфеном. Двупреломление актинолита – 0,022, $c : Ng = 16^{\circ}$.

Основная ткань существенно альбитовая, при высоком содержании порфиробластового актинолита. Совместно с гранобластическим альбитом основную ткань породы слагают актинолит, клиноцоизит (до 10 %), хлорит (до 10 %), серицитомусковит (5–10 %), флогопит, сфен, рутил, турмалин, доломит, кальцит, кварц (таблица 2.2).

В актинолитовых сланцах изученных разрезов постоянно присутствуют пирит, пирротин и халькопирит, в меньшей степени – арсенопирит, марказит, сфалерит, галенит и графит. Повышенные концентрации графита характерны для контактов с вмещающими породами и участков интенсивного механического рассланцевания. Он концентрируется в межзерновом пространстве, одевая в «рубашку» каждое зерно породообразующего кварца. Минералы основной ткани имеют малые размеры, редко достигая 0,05 мм, но в то же время обладают пойкилитовым строением. На фоне микрозернистой ткани породы иногда выделяются пятна ситовидного пелитоморфного сфена (до 0,1 мм) и иголки турмалина (до 0,25 мм).

Компо-	A	ктинол	ИТ	Т	ремоли	IT	Флогопит	ΚΓ	Ш	Клино	цоизит
нент		66/435	_		66/422		66/422	66/422	66/435	66/4	422
SiO ₂	56,83	55,34	56,15	58,04	57,6	58,31	41,54	65,37	65,61	41,16	41,14
TiO ₂	0,009	0,031	0,054	0,038	0,025	0,044	1,48	_	_	_	_
Al ₂ O ₃	1,68	2,23	2,22	1,99	2,35	1,96	17,13	18,31	18,37	33,86	33,70
Cr ₂ O ₃	0,012	0,068	0,007	0	0,011	0,037	_	_	_	_	_
FeO	5,57	8,49	7,07	2,51	2,45	2,53	3,52	0,07	0,04	0,54	0,91
MnO	0,097	0,098	0,106	0,142	0,132	0,105	0,18	_	_	_	_
MgO	20,39	18,12	19,1	22,27	22,99	22,71	21,57	_	_	_	_
CaO	12,6	12,37	12,38	12,67	12,86	12,65	_	0,05	0,03	23,35	23,22
Na ₂ O	0,247	0,165	0,284	0,16	0,195	0,186	0,06	0,27	0,77	0,03	0
K ₂ O	0,101	0,111	0,173	0,08	0,05	0,029	10,03	16,13	16,01	0,01	0,01
Total	97,55	97,02	97,54	97,9	98,67	98,56	95,57	123,0	185,0	99,02	99,10
	1	T	1	Ke	ээффиц	<i>циенты</i>	в формуле		I	[
Si	7,894	7,836	7,854	7,906	7,800	7,889	2,90	3,01	3,00	1,96	1,96
Al (IV)	0,106	0,164	0,146	0,094	0,200	0,111	1,10	0,99	0,99	1,9	1,9
SumT	8	8	8	8	8	8	4	4	3,99		
AlVI	0,170	0,208	0,220	0,225	0,175	0,201	0,31	_	_	_	_
Ti	0,000	0,003	0,006	0,004	0,003	0,004	0,08	_	_	_	_
Cr	0,000	0,008	0,001	0,000	0,001	0,004	_	_	_	_	_
Mg	4,223	3,825	3,983	4,522	4,641	4,580	2,25	_	_	_	_
Fe ²⁺	0,608	0,956	0,791	0,249	0,179	0,210	0,21	_	_	0,02	0,04
Mn	_	_	_	_	_	_	0,01	_	_	_	_
SumC	5	5	5	5	5	5	2,86				
Mg	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Fe ²⁺	0,039	0,050	0,036	0,037	0,098	0,076	_	_	_	_	_
Mn	0,011	0,012	0,013	0,016	0,015	0,012	_	_	_	_	_
Ca	1,875	1,877	1,855	1,849	1,866	1,834	_	_	_	1,19	1,19
SumB	1,926	1,938	1,903	1,903	1,979	1,922	_		_	_	-
Na	0.067	0.045	0.077	0.042	0.051	0.049	0.01	0.02	0.07	_	_

Таблица 2.2 – Химический состав минералов актинолитовых сланцев и ситовидных амфиболитов (по результатам исследования образцов № 66/422 и 66/435)

Компо-	Актинолит			Тремолит С		Флогопит	КПШ		Клиноцоизит		
нент		66/435			66/422		66/422	66/422	66/435	66/4	422
K	0,018	0,020	0,031	0,014	0,009	0,005	0,89	0,95	0,94	_	_
SumA	0,084	0,065	0,108	0,056	0,060	0,054	0,9	0,97	1,1		
F	0,133	0,208	0,172	0,059	0,056	0,059	0,08	_	_	_	_

Продолжение таблицы 2.2

Примечание. Описание образцов: № 66/422 – актинолитовый микросланец; № 66/435 – ситовидный актинолитовый амфиболит. Коэффициенты в формулах амфиболов рассчитаны на 23 О, флогопита – на 11 О, КПШ и клиноцоизита – на 8 О [Борнеман-Старынкевич, 1964]. Все железо в виде Fe²⁺. «–» не определено в химическом составе, не принималось в расчет химической формулы.

При малом содержании актинолита в порфиробластах его количество резко возрастает в основной ткани. Минералогический состав основной ткани качественно не изменяется, резко уменьшается только содержание альбита, остальные минералы присутствуют в тех же концентрациях. Основная ткань приобретает параллельно-фибробластовое строение, иногда осложненное плойчатостью.

Светло-серо-зеленые полоски представляют собой более крупнозернистый агрегат альбита с меньшим количеством актинолита, клиноцоизита и пылеватого графита.

Ситовидные актинолитовые амфиболиты. Полосы и пятна отчетливо зернистых, светло-серо-зеленых массивных, мелкозернистых пород среди актинолитовых микросланцев сложены ситовидными амфиболитами со спутанно-пойкилитово-нематобластовой структурой (рисунок 2.15).



Рисунок 2.15 – Спутанно-нематобластовые срастания пойкилитовых кристаллов актинолита в актинолитовом амфиболите (образец №66/370)

Беспорядочно ориентированные *пойкилобласты актинолита* со средним размером 1,5×0,4 мм составляют основу породы (55–60 %). Призматические грани ксенобластов осложнены вростками альбита, клиноцоизита и других минералов, а концевые грани занозисто расщеплены.

Количество пойкилитовых вростков обычно составляет 15-20 %. Во включениях сульфиды и доломит. В межзерновых отмечаются альбит, участках преобладает гранобластический клиноцоизит, менее распространен альбит. В качестве примесей развиты карбонат, сфен, иголочки актинолита и иногда хлорит. Размеры индивидуализированных зерен 0.05×0.05 клиноцоизита MM И менее. Минерал бесцветен, с низкой пятнистой интерференционной окраской от тускло-серого до густо-синего, которая плавно переходит друг в друга в пределах зерна при повороте столика микроскопа. Химические составы актинолита и калишпата см. в таблице 2.2. Обращает на себя внимание более железистый состав актинолита в сравнении с составом амфибола из микросланцев.

Альбит образует рассредоточенные зерна и их агрегаты. Он, как правило, имеет изометричный облик с плавно извилистыми очертаниями. Минерал чистый, прозрачный, без пылеватых включений, иногда сдвойникован. Размеры зерен едва достигают 0,05 мм в поперечнике. В агрегатах морфология зерен выпрямляется и структура приобретает сотовый вид.

Комковатые агрегаты *пелитоморфного сфена* формируют пятнистые обособления. В этих агрегатах отмечаются хорошо образованные кристаллы в виде ромбовидных сечений. Сфен обладает серым цветом с отчетливым розовато-малиновым оттенком.

Сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, марказит и галенит) образуют рассредоточенную вкрапленность с размером агрегатных выделений до 0,3 мм. Для их агрегатов характерны гломеробластовые скопления и ситовидный облик. Мелкие выделения сульфидов окружены пленочным анкеритом.

В актинолитовых микросланцах обычны диагенетически-метаморфогенные прожилки от микроскопической до сантиметровой мощности. В составе прожилков распространены пренит, альбит, хлорит, карбонаты, актинолит, ортоклаз и сульфиды.

2.2 ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, ТИПИЗАЦИЯ И ОЦЕНКА *РТ*-ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА

Мы придерживаемся представления об изохимичности собственно метаморфических преобразований регионального, контактового и дислокационного видов [Фации метаморфизма, 1969]. В пределах рудных полей это положение не всегда выдерживается в связи с широко проявленными метасоматозом и прожилково-вкрапленным минералообразованием.

Гидротермально-метасоматические и низкотемпературные метаморфические минеральные парагенезисы практически не различимы по видовому составу. Особенно это ярко выражено в сланцевых толщах.

Метаморфические породы, распространенные на месторождении, относятся к двум дискретным по составу отрядам: метапелитам (парапороды) и метабазитам (их принадлежность к пара- или ортопородам дискуссионная).

2.2.1 Химический состав метапелитов

Большая часть стратиграфического разреза вмещающей толщи рудного поля представлена первично-осадочными алеврито-глинистыми породами, слагающими пачки 1–3 кординской свиты. Они в разной степени сохранили слойчатую текстуру и микрозернистое строение. В составе метапелитов преобладают кварц и слюды. Глиноземистые минералы – гранат, андалузит, кордиерит – занимают не более 20–25 % и, также как и главные, являютсятипоморфными для отряда метапелитов. Примесь углеродистых минералов определяет темно-серый до черного цвет пород.

Химический состав метапелитов рудного поля сопоставим со средним составом осадочных глинистых пород, по Ф. Кларку, рифейскими глинистыми породами Русской платформы и составом метаморфического глиноземистого сланца согласно стандарту ССП-1 (таблица 2.3).

Оксид	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	61,74	55,20	62,84	62,88	64,07	58,10	58,21	63,40
TiO ₂	0,69	0,65	0,47	0,47	0,44	0,65	0,88	1,01
Al ₂ O ₃	17,82	18,28	17,03	20,34	18,0	15,40	18,34	16,71
Fe ₂ O ₃	9,8	6,90	6,69	6,32	3,91	6,47	8,37	7,6+4,65
MnO	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	_	_	0,13
MgO	3,06	7,59	2,98	1,43	3,62	2,44	2,26	2,52
CaO	0,55	1,78	0,73	0,08	0,28	3,11	0,55	0,09
Na ₂ O	0,10	0,26	0,13	0,09	0,15	1,30	0,76	0,08
K ₂ O	3,55	6,41	4,91	4,99	4,89	3,24	3,96	3,56
P_2O_5	0,06	0,06	0,08	0,05	0,06	0,17		0,03
ППП	2,56	1,84	3,63	3,12	4,15	5,0	5,65	4,54
Сумма	100,01	99,03	99,54	99,82	99,62	95,88	98,98	92,07

Таблица 2.3 – Химический состав метапелитов, мас. %

Примечание. I – ритмично-слоистые сланцы, песчано-алеврито-глинистая толща – светлобежево-серые андалузитовые сланцы (пачка 3); II – зеленовато-серые двуслюдяные тонкослоистые сланцы (пачка 2-1); III – зеленовато-серые кордиерит-андалузитовые двуслюдяные бластомилониты (пачка 2-0); IV– зеленовато-серые узловатые двуслюдяные бластомилониты (тонко- и нитевидноштриховатые) (пачка 2-2); V – углеродистые серицитовые и двуслюдяные сланцы с контрастной тонкой слоистостью (пачка 1); VI – глинистые породы [Clarke, Washington, 1924]; VII – глинистые породы рифея Русской платформы [Виноградов, Ронов, 1956]; VIII – метаморфический сланец алюмосиликатного состава [Арнаутов, Глухова, Яковлева, 1987].

В составе пород отмечаются существенные колебания концентраций петрогенных оксидов, мас. %: SiO₂ – 55,2–64,07; Al₂O₃ – 17,03–20,34; Fe₂O₃ – 3,91–9,80; MgO – 1,43–7,59 (рисунок 2.16).



Рисунок 2.16 – Вариационная диаграмма химического состава метапелитов месторождения Панимба

Характерными особенностями в изменении химического состава пород вверх по разрезу стратифицированной толщи являются уменьшение содержаний SiO₂ и Al₂O₃ и увеличение – Fe₂O₃, CaO и MgO, что, вероятно, связано с изменением состава пород в области сноса.

2.2.2 Химический состав метабазитов

Актинолитовые микросланцы и амфиболиты образуют субсогласное метапелитам тело в пределах пачки 2. Химический состав пород в изученном фрагменте поперечного сечения тела метабазитов отвечает основным (SiO₂ = 41,2–51,47 мас. %) и средним (SiO₂ = 57,43 мас. %) породам, преимущественно повышенной щелочности (Na₂O + K₂O = 2,9–5,7 мас. %), таблица 2.4, рисунок 2.17.

Оконд	Пол	певой номер о	бразца (номер	о на диаграмм	е, см. рисуно	к 2.17)
Оксид	12/78 (2)	12/109 (3)	66/344 (5)	66/370 (6)	66/390 (8)	66/410 (10)
SiO ₂	51,47	45,53	41,20	47,69	49,26	57,43
TiO ₂	0,69	0,47	0,66	0,55	0,55	0,71
Al ₂ O ₃	17,10	10,33	16,57	15,93	16,74	16,98
Fe ₂ O ₃	6,83	6,60	7,83	6,81	6,92	5,76
MnO	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05
MgO	10,65	16,24	11,21	13,73	13,88	7,72
CaO	5,54	16,88	17,42	6,82	5,09	3,08
Na ₂ O	0,26	0,60	0,12	0,18	0,15	0,34
K ₂ O	5,06	2,30	4,00	5,05	5,56	5,22
P_2O_5	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05
ППП	1,14	0,91	1,09	1,57	0,74	0,97
Сумма	98,84	99,97	100,20	98,43	99,01	98,31
Na_2O+K_2O	5,325	2,895	4,119	5,22	5,705	5,56

Таблица 2.4 – Химический состав актинолитовых сланцев месторождения Панимба, мас. %



Рисунок 2.17 – Диаграмма сумма щелочей – кремнезем (TAS) химической классификации актинолитовых сланцев месторождения Панимба [Петрографический кодекс России..., 2008]

Химические составы пород на диаграмме TAS показывают чрезвычайно изменчивое разнообразие исходных пород: базальты, андезиты, щелочные пикробазальты, трахибазальты.

2.2.3 Типизация метаморфизма и РТ-параметры преобразований

Стратифицированные осадочные и магматические породы претерпели ряд последовательных метаморфогенно-гидротермальных изменений и являются полиметаморфическими образованиями, часто содержащими минеральные ассоциации всех стадий преобразования. Были выделены следующие *породообразующие события*, сформировавшие существенные текстурно-структурные и минеральные особенности пород рудного поля:

1. Региональный соскладчатый метаморфизм с образованием типоморфных минеральных ассоциаций:метапелиты – *гранат* + *биотит* + *серицито-мусковит*; метабазиты – *актинолит* + + *хлорит* + *альбит* + *клиноцоизит*.

2. Контактовый метаморфизм пород регионального метаморфизма при внедрении гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса, образование роговиков:метапелиты – *андалузит* + *кордиерит* + *биотит* + *мусковит*, метабазиты – *актинолит* + *клиноцоизит* + *альбит* + *флогопит*.

3. Дислокационный и гидротермальный метаморфизм: метапелиты – серицитизация, турмалинизация, рутилизация, хлоритизация, окварцевание, карбонатизация, сульфидизация; метабазиты – хлоритизация, турмалинизация, прожилковая калишпатизация, пренитизация, карбонатизация, прожилково-вкрапленная сульфидизация.

Минеральные ассоциации, развитые в породах, свидетельствуют о низко--среднетемпературных условиях метаморфизма.

Ассоциация *гранат* + *биотит* + *мусковит* в метапелитах типична для зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Роговиковые ассоциации *андалузит* + кордиерит + биотит в метапелитах и тремолит + + флогопит + клиноцоизит + альбит в метабазитах соответствуют граничной области мусковитроговиковой и амфибол-роговиковой фаций.

Рассмотрим *параметры РТ-условий метаморфизма*. Для уточнения параметров метаморфизма были изучены химические составы сосуществующих минералов регионального и контактового метаморфизма в двух образцах гранат-андалузитовых сланцев.

Образец № *ПН-4/49* – гранат-андалузитовый двуслюдяной сланец. В породе развиты минеральные ассоциации регионального (*гранат* + *биотит*₁ + *мусковит*₁ + *кварц*₁) и контактовотермального (*андалузит* + *биотит*₂ + *мусковит*₂ + *кварц*₂) метаморфизма. Присутствует рудный минерал. *Гранат* имеет размер зерен до 1,3 мм, содержит включения кварца. По химическому составу неоднороден, характеризуется прогрессивной зональностью (рисунок 2.18).



Рисунок 2.18 – Изменение состава граната по профилю зерна в образце №ПН-4/49

Содержание MnO понижается от центра к краям зерна от	14.0 до 9.5 мас. %	% (таблица 2.5)).
	J = F 1 = J=	1 - 1	/

Компонент	к	\rightarrow	\rightarrow	\rightarrow	Ц	\rightarrow	\rightarrow	\rightarrow	\rightarrow	к
SiO ₂	35,92	37,13	37,24	36,90	36,95	36,97	37,25	37,31	37,80	37,28
Al ₂ O ₃	19,53	20,66	20,75	20,64	20,59	20,63	21,00	20,77	21,21	20,93
FeO	29,27	29,84	28,24	26,43	25,11	25,64	27,57	28,61	28,71	29,07
MnO	10,26	9,56	10,67	12,98	14,19	13,36	11,37	9,97	11,00	10,26
MgO	1,22	1,53	1,34	0,97	0,92	1,09	1,39	1,49	0,98	1,23
CaO	1,88	2,15	2,31	2,66	2,57	2,75	2,55	2,13	1,47	1,65
Total	98,70	100,99	100,68	100,74	100,48	100,59	101,24	100,39	101,22	100,49
			Ка	эффици	енты в ф	бормуле				
Si	2,99	3,00	3,01	2,99	3,00	3,00	2,99	3,02	3,03	3,02
Al	1,92	1,97	1,98	1,97	1,97	1,97	1,99	1,98	2,01	2,00
Fe	2,04	2,02	1,91	1,79	1,71	1,74	1,85	1,94	1,93	1,97
Mn	0,72	0,65	0,73	0,89	0,98	0,92	0,77	0,68	0,75	0,70
Mg	0,15	0,18	0,16	0,12	0,11	0,13	0,17	0,18	0,12	0,15
Ca	0,17	0,19	0,20	0,23	0,22	0,24	0,22	0,18	0,13	0,14

Таблица 2.5 – Химический состав граната по профилю зерен (образец №ПН-4/49, край – центр – край)

Продолжение таблицы 2.5

10										
Компонент	К	\rightarrow	\rightarrow	\rightarrow	Ц	\rightarrow	\rightarrow	\rightarrow	\rightarrow	К
Миналы										
xAlm	0,66	0,66	0,64	0,59	0,57	0,57	0,61	0,65	0,66	0,66
xPy	0,05	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,04	0,05
xSpss	0,23	0,22	0,24	0,29	0,32	0,30	0,26	0,23	0,26	0,24
xGrss	0,05	0,06	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,06	0,04	0,05
F	0,93	0,92	0,92	0,94	0,94	0,93	0,92	0,92	0,94	0,93

Примечание. Принятые сокращения: к – край, ц – центр; хAlm – альмандин; хРу – пироп; хSpss – спессартин; хGrss – гроссуляр; F– железистость.

Биотит характеризуется железистостью 0,63–0,64, содержанием TiO₂ 1,51 (1-я генерация) – 1,88 (2-я генерация) мас. %, содержанием Al (VI) 0,47–0,64 мас. % (таблица 2.6). В андалузите отмечается незначительная примесь железа (0,29 мас. % FeO).

Образец № ПН-5/75 – гранат-андалузитовый двуслюдяной сланец. Реликтовая минеральная ассоциация (*гранат* + *биотит*₁ + *мусковит*₁ + *кварц*₁), соответствующая раннему региональному метаморфизму, развита в породе незначительно. Контактово-метаморфическая ассоциация (*андалузит+биотит*₂+*мусковит*₂+*кварц*₂) распространена в породе более широко. В образце наблюдается наложение дислокационной сланцеватости, выполненной мелким (0,1–0,2 мм) динамометаморфическим мусковитом (З-й генерации), на сланцеватость, выполненную более крупным (до 1мм) контактово-метаморфическим биотитом. С мусковитовой сланцеватостью совпадают кварцевые прожилки, содержащие рудный минерал.

Vourouaum]	Биотит	иотит Мусковит Хлорит				Мусковит					
компонент		5/	75					4/49				5/75	4/49	66/142	66/1	42
SiO ₂	35,24	35,10	35,42	35,10	34,15	36,43	33,66	35,67	34,99	34,73	35,03	48,98	47,54	47,75	24,34	24,35
TiO ₂	1,80	1,75	2,02	1,97	1,69	1,88	1,71	1,74	2,07	1,51	1,87	0,46	0,49	0,38	0,071	0,11
Al ₂ O ₃	19,79	19,53	20,02	19,59	19,92	20,85	20,42	21,02	19,68	19,82	19,84	35,98	37,97	35,60	23,10	23,34
FeO	21,61	21,49	21,60	21,66	21,82	19,89	22,59	21,40	22,39	22,17	22,46	1,20	1,08	0,92	23,64	23,52
MnO	0,22	0,24	0,30	0,24	0,21	0,17	0,25	0,21	0,21	0,20	0,20	0,00	0,00	0,00	0,272	0,291
MgO	7,99	8,18	7,83	7,89	7,28	6,54	7,38	7,03	7,13	7,30	7,19	0,91	0,39	0,89	14,15	14,08
Na ₂ O	0,21	0,20	0,20	0,21	0,22	0,26	0,14	0,17	0,28	0,23	0,34	0,44	0,64	0,34	0,003	0,003
K ₂ O	8,95	8,99	8,89	8,85	7,76	7,81	6,94	7,23	8,79	8,90	8,78	9,56	9,72	9,11	0,004	0,006
Total	95,83	95,54	96,33	95,57	93,16	93,99	93,13	94,54	95,59	94,92	95,73	97,67	97,86	95,11	85,6	85,74
	1		Kos	өффицие	енты в с	рормуле	е (Слюд	ы рассч	итаны н	ia II O,	хлориті	ы – на 28	0)	Г	<u>г</u>	
Si	2,69	2,69	2,68	2,68	2,67	2,77	2,63	2,71	2,69	2,68	2,68	3,15	3,05	3,14	5,21	5,20
Ti	0,10	0,10	0,12	0,11	0,10	0,11	0,10	0,10	0,12	0,09	0,11	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Al(IV)	1,31	1,31	1,32	1,32	1,33	1,23	1,37	1,29	1,31	1,32	1,32	0,85	0,95	0,86	2,79	2,80
Al(VI)	0,46	0,45	0,47	0,45	0,51	0,64	0,51	0,60	0,47	0,49	0,48	1,87	1,93	1,90	3,04	3,08
Fe	1,38	1,38	1,37	1,39	1,43	1,27	1,48	1,36	1,44	1,43	1,44	0,06	0,06	0,05	4,23	4,20
Mn	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05
Mg	0,91	0,93	0,88	0,90	0,85	0,74	0,86	0,80	0,82	0,84	0,82	0,09	0,04	0,09	4,52	4,48
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,04	0,03	0,05	0,05	0,08	0,04	0,00	0,00
K	0,87	0,88	0,86	0,86	0,77	0,76	0,69	0,70	0,86	0,88	0,86	0,78	0,80	0,76	0,00	0,00

Таблица 2.6 – Химический состав листоватых минералов (по результатам изучения образцов № ПН-4/49, ПН-5/75, ПН-66/142)

Гранат имеет зерна размером до 2 мм и характеризуется прогрессивной химической зональностью (таблица 2.7, рисунок 2.19).

Компонент	к	\rightarrow	\rightarrow	\rightarrow	Ц	\rightarrow	\rightarrow	\rightarrow	\rightarrow	к
SiO ₂	36,39	37,68	37,08	37,42	37,19	37,60	37,49	37,49	37,53	37,61
Al ₂ O ₃	20,49	21,06	20,53	21,06	20,98	20,88	21,11	20,92	20,89	21,02
FeO	27,08	28,10	26,79	25,76	25,07	25,57	25,40	26,13	27,60	27,67
MnO	13,24	10,91	12,26	13,60	14,68	13,75	14,00	12,97	10,78	11,20
MgO	0,98	1,68	1,45	1,19	0,99	1,18	1,05	1,26	1,55	1,34
CaO	1,49	2,07	2,28	2,27	2,21	2,20	2,32	2,17	1,91	1,75
Total	99,74	101,56	100,51	101,43	101,27	101,28	101,52	101,02	100,33	100,61
	1			Коэффиц	иенты в	формуле			1	
Si	2,99	3,01	3,01	3,00	3,00	3,02	3,01	3,02	3,03	3,03
Al	1,99	1,98	1,96	1,99	1,99	1,98	2,00	1,98	1,99	2,00
Fe	1,86	1,88	1,82	1,73	1,69	1,72	1,70	1,76	1,86	1,86
Mn	0,92	0,74	0,84	0,92	1,00	0,94	0,95	0,88	0,74	0,76
Mg	0,12	0,20	0,18	0,14	0,12	0,14	0,13	0,15	0,19	0,16
Ca	0,13	0,18	0,20	0,20	0,19	0,19	0,20	0,19	0,17	0,15
	1		1		Миналы				1	
xAlm	0,61	0,63	0,60	0,58	0,56	0,58	0,57	0,59	0,63	0,63
xPy	0,04	0,07	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05
xSpss	0,30	0,25	0,28	0,31	0,33	0,31	0,32	0,30	0,25	0,26
xGrss	0,04	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05
F	0,94	0,90	0,91	0,92	0,93	0,92	0,93	0,92	0,91	0,92

Таблица 2.7 – Химический состав граната по профилю зерен (образец №ПН-5/75, край – центр – край)

Для *биотита* II характерна железистость 0,60–0,61, содержание TiO₂ составляет 1,75–2,02 мас. %, Al (VI) – 0,45–0,47, мас. % (см.таблицу 2.6).

Андалузит содержит примесь до 0,3 мас. % FeO.

Оценка *РТ*-параметров метаморфизма проводилась с использованием гранат-биотитового и биотит-мусковитового геотермометров.



Рисунок 2.19 – Изменение состава граната по профилю зерна в образец №ПН-5/75

Полученные значения температур для регионального метаморфизма обоих образцов равны 485–525°С, отвечают зеленосланцевой фации (таблица 2.8).

Температура контактового метаморфизма по биотит-мусковитовому геотермометру для образца № ПН-5/75 соответствует 605°С, что характеризует граничные условия мусковит-роговиковой и амфибол-роговиковой фаций.

Managan harry (managan ang)	Номер	образца	Источника
метаморфизм (геотермометр)	4/49	5/75	источник
	51	10	Holdaway, Lee, 1977
Региональный метаморфизм (гранат-биотитовый)	490	485	Ferry, Spear, 1978
	525	520	Kleemann, Reinhardt, 1994
Контактовый метаморфизм (биотит-мусковитовый)	525	605	Hoisch, 1989

Таблица 2.8 – Оценка температуры метаморфизма по геотермометрам

Оценка давления для контактового метаморфизма в этих образцах не однозначна, но на основании присутствия андалузита при таких температурах значение давления не должно превышать 4 кбар [Holdaway, 1971].

2.3 ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

В пределах рудного поля месторождения Панимба полиметаморфические породы подвергнуты более низкотемпературным гидротермальным изменениям, чем метаморфические. Они генетически связаны с многостадийным процессом золотооруденения, но не всегда пространственно совпадают с контурами рудных тел и даже с геохимическими ореолами золота. Были выделены в составе измененных пород жильно-прожилковое окварцевание, турмалинизация, графитизация, хлоритизация, рутилизация, карбонатизация и сульфидизация.

2.3.1 Турмалинизированные породы

Присутствие турмалина в кристаллических сланцах региона является типичным. Его образование связывают с метаморфическим преобразованием борсодержащих осадков, контактовым метаморфизмом и золоторудным гидротермальным процессом. В породах месторождения минерал присутствует повсеместно от единичных зерен до 3–5 %. Помимо акцессорного турмалина, в зальбандах кварцевых желваков отмечаются иногда сплошные кварц-турмалиновые образования, по мощности достигающие 10 см. Количественные оценки концентраций турмалина показывают связь их содержаний с серицитизированными и хлоритизированными измененными породами.

Турмалин в породах проявлен обычно в виде беспорядочно расположенных призматических кристаллов размером от 0,01 до 1,00 мм по удлинению, хотя отмечаются случаи ориентировки зерен согласно сланцеватости. Цвет минерала пятнистый, от бесцветного до желто-коричневого и изумрудно-зеленого.

Была предпринята попытка выявления химических типов минерала и связи их с золоторудными концентрациями. Для этой цели выполнены микрозондовые рентгеноспектральные анализы 26 зерен турмалина на главные минералообразующие оксиды в 15 пробах пород.

Турмалин в каждой из изученных проб имеет неоднородный состав как в пределах зерна, так и в разных зернах. Это свидетельствует о *PTX*-условиях образования минерала. Выявлена следующая изменчивость концентраций минералообразующих оксидов: SiO₂– 32,02–37,87; Al₂O₃ – 29,69–34,74; Cr₂O₃ – 0,08–0,79; MnO– 0–0,57; FeO – 2,63–10,42; MgO – 3,64–9,84; CaO – 0,003–1,460; Na₂O – 1,26–2,95; K₂O – 0–0,74; TiO₂ – 0,017–2,960. Судя по анализам, минерал представлен изоморфной смесью дравита, увита и шерла. По соотношению FeO и MgO были выделены три разновидности: I – с преобладанием шерла (FeO), III– с преобладанием дравита (MgO) и II – промежуточная разновидность между I и III. По соотношению CaO и Na₂O выделены турмалины: IV – шерл-дравитовая, бедные увитовым (CaO) миналом; и V – шерл-дравитовая, содержащая увит (CaO), таблица 2.9.

Оксид	Ι	II	III	IV	V
SiO ₂	36,31	36,00	36,46	36,17	36,46
TiO ₂	0,61	0,94	0,339	0,79	0,34
Al ₂ O ₃	32,20	31,60	32,91	31,91	32,91
Cr ₂ O ₃	0,03	0,04	0,11	0,04	0,11
MnO	0,02	0,02	0,10	0,022	0,10
FeO	9,05	7,29	3,77	8,15	3,77
MgO	4,79	6,77	8,49	5,80	8,49
CaO	0,49	0,16	1,18	0,11	1,18
Na ₂ O	1,88	2,53	1,76	2,41	1,76
K ₂ O	0,1	0,03	0,15	0,07	0,15

Таблица 2.9 – Средние составы главных разновидностей турмалина, мас. %

Помимо этих главных разновидностей, выделяются турмалины, содержащие тсилозитовый минал (MnO - содержащий) и с его минимальным количеством.

Расчет коэффициентов корреляции между минералообразующими оксидами свидетельствует о наличии высокой корреляционной связи между FeO и MgO (-0,9); FeO, CaO и Na₂O (-0,66); FeO и Na₂O (0,63); Cr₂O₃ и K₂O (0,57).Это подтверждает наличие изоморфизма в ряду указанных оксидов.

Определение состава минерала в центральных частях зерен и на их периферии (в направлении роста частиц) показало отсутствие закономерного изменения концентраций минералообразующих оксидов. Это может быть объяснено пульсирующим изменением параметров среды (*P*, *T* и *X*).

Между составом турмалина и содержанием золота в турмалинсодержащих породах установлены следующие зависимости: а) повышение содержания золота в рудах соответствует увеличению дравитового минала в турмалине (I разновидность – 0,85 г/т; II– 1,15 г/т; III– 1,5 г/т); б) рост золотоносности руд – развитию в рудах турмалина с повышенными содержаниями увита и тсилозита.

2.3.2 Мусковитизированные породы

Мусковитсодержащие кристаллические сланцы Панимбинского золоторудного поля образовались в результате полиметаморфизма: регионального соскладчатого, контактового термального и гидротермального золоторудного.

Мусковитизированные породы формируются обычно при интенсивном рассланцевании. Количество мусковита при этом достигает 60 % и более. Другие породообразующие минералы преобразованы в агрегатные серицитовые псевдоморфозы, а иногда их следы полностью уничтожаются. Типичной ассоциацией мусковитизированных пород является *кварц* + *мусковит*+*рутил* + *турмалин*. В качестве реликтов развиты андалузит, биотит.

Мусковит – одна из наиболее распространенных слюд, имеющая следующую кристаллохимическую формулу: KAl₂[Si₃AlO₁₀](OH, F)₂. Калий, обычно, замещается натрием и кальцием, октаэдрический алюминий – магнием, железом, марганцем, титаном, хромом и др.; гидроксильная группа – фтором. В метаморфических породах минерал устойчив в *PT*-условиях зеленосланцевой – амфиболовой фаций регионального метаморфизма и соответствующих им температурных аналогов мусковит-роговиковой – амфибол-роговиковой фаций.

При возрастании температур кристаллизации в составе минерала обычно увеличивается содержание кремния, калия и уменьшается сумма концентраций (железа, магния и марганца, натрия).

Изучение химического состава минерала рентгеноспектральным микрозондовым методом в 26 пробах сланцев по чешуйкам позволило сделать следующие выводы.

1. Мусковит в каждой из изученных проб имеет неоднородный, резко изменчивый состав как в пределах одного, так и в разных зернах, что может свидетельствовать о наличии разных генераций мусковита в пробахпород. Изменчивость формульных единиц в составе минерала представляется в следующем виде: Si – 2,98–3,22; Al (VI) – 1,69–1,96; Fe – 0,02–0,20; Mg – 0,04–0,40; Ti– 0,007–0,070; Cr– 0,002–0,022; Mn – 0,002–0,018; Ca – 0,007–0,077; Na – 0,008–0,118; K – 0,665–0,845. Распределение главных минералообразующих элементов в составе минералов свидетельствует о наличии трех главных разновидностей минерала: гидротермальной (низкотемпературной) – III, контактово-термальной – II и регионально-метаморфической – I (таблица 2.10).

2. Анализ состава мусковита в центральных частях зерен и на их краях показал отсутствие закономерных изменений от центра к периферии, в направлении роста кристаллов. Это может быть результатом пульсирующего изменения температуры в период кристаллизации минерала.

3. Расчет коэффициентов корреляции между элементами кристаллохимической формулы свидетельствует о низкой степени связи между изоморфно связанными элементами. Вероятно, это обусловлено неоднократным образованием псевдоморфоз и сохранением реликтовых участков в зернах минерала.

Компонент	Ι	II	III
SiO ₂	45,09	47,00	48,23
TiO ₂	0,3275	0,48	0,38
Al ₂ O ₃	34,925	35,66	35,2
Cr ₂ O ₃	0,03	0,08	0,12
MnO	0,045	0,05	0,03
FeO	2,28	0,97	1,13
MgO	2,9025	1,11	0,92
CaO	0,085	0,1	0,05
Na ₂ O	0,3175	0,43	0,34
K ₂ O	9,1675	9,28	8,67
	Коэффициенть	н в формуле	
Si	3,01	3,10	3,16
Ti	0,02	0,02	0,02
Al(IV)	0,99	0,91	0,84
Al(VI)	1,75	1,87	1,89
Cr	0,001	0,004	0,006
Fe	0,13	0,05	0,06
Mn	0,002	0,003	0,001
Mg	0,29	0,11	0,09
Ca	0,006	0,007	0,003
Na	0,04	0,05	0,04
К	0,78	0,78	0,73

Таблица 2.10 – Средние составы химических типов мусковита

По имеющимся данным не установлена связь между составом минерала и уровнем золотоносности руд.

2.3.3 Хлоритизированные породы

Генетически хлоритизация связана с диафторигенными гидротермальными преобразованиями сланцев на регрессивной стадии метаморфизма и рудообразованием. Хлорит отмечается в 60 % изученных шлифов в количестве от единичных зерен до 20 %. Повышенные концентрации минерала (> 15 %) наблюдались в 20 % изученных образцов, соответствующих измененным (хлоритизированным) разностям, связанным с рудными интервалами. Хлорит в породах развивается по биотиту с образованием полных псевдоморфоз. Предшествуя появлению псевдоморфного хлорита, биотит светлеет в окраске и прорастается иголочками и комковатыми агрегатами рутила. В ассоциации с хлоритом рутил обычно лейкоксенизируется. Рутил формируется в сланцах при замещении биотита серицито-мусковитом.

Кроме того, хлорит отмечается в новообразованиях в виде рассредоточенных в породе чешуек и их звездчатых агрегатов. В узловатых бластомилонитах и кордиеритандалузитовых роговиках хлорит нередко замещает андалузит, кордиерит и «породные узелки». При псевдоморфной хлоритизации происходит образование большого количества тонкоигольчатого рутила, пылеватого магнетита, а ильменит при этом замещается сфеном и лейкоксеном.

В ассоциации с сульфидами и сидеритом встречены мелкочешуйчатые агрегаты кеммерерит-кочубеитового хлорита.

Были выполнены микрозондовые рентгеноспектральные анализы 39 чешуек хлорита в 26 образцах сланцев месторождения, в различной степени подвергнутых гидротермальным изменениям. Особенности химического состава минерала заключаются в следующем:

1. Хлорит в породах месторождения обнаруживает значительные колебания химического состава (минералообразующие элементы даны в формульных единицах): Si – 5,245–6,347; Ti – 0–0,197; Al (IV) – 1,653–2,755; Al (VI) – 2,183–3,825; Cr – 0–0,098; Fe – 1,647–6,852; Mn – 0,001–0,233; Mg – 2,015–7,623; CaO – 0–0,167; Na – 0–0,265; K – 0–0,37; F (железистость) – 0,18–0,77. Расчет коэффициентов корреляции между минералообразующими элементами проанализированных чешуек, свидетельствует о высокой степени связи между Si и Al (IV) (–0,87); Fe и Mg (–0,82); средней связи между Si и Al (VI) (0,49); Ti и K (0,66); Al (VI) и Mg (–0,63); Ca и Na (0,48); низкой связи между Al (VI) и Cr (0,43); Cr и K (0,35); Mg и K (–0,35).

2. Соотношение кремния и железа в минерале позволяет выделить пять химических видов минерала: шериданит (I), репидолит (IIa, IIб), брунсвигит (III), диабантит (IV), пикнохлорит (Va, V6, Vв). Наиболее широко распространены репидолиты и пикнохлориты (таблица 2.11).

3. Изучение состава чешуек хлорита в центральных частях и на периферии дало возможность выявить химическую неоднородность и отсутствие закономерных изменений в направлении роста зерен (от центра к краям). Это, вероятно, свидетельствует о пульсирующем изменении *PTX*-условий в процессе кристаллизации минерала.

Компонент	Ι	IIa	ІΙб	III	IV	Va	Vб	VB
SiO ₂	26,743	25,866	26,403	25,603	29,117	28,773	27,706	28,407
TiO ₂	21,638	0,163	22,990	19,330	20,803	20,706	20,647	20,031
Al ₂ O ₃	0,080	0,051	0,075	0,190	0,130	0,105	0,187	0,081
Cr ₂ O ₃	0,638	0,254	0,235	0,083	0,157	0,325	0,391	0,385
MnO	13,248	25,196	13,565	32,050	19,503	20,446	20,694	17,192
FeO	22,733	13,45	21,583	7,153	14,727	14,281	14,734	18,842
MgO	0,023	0,0612	0,175	0,070	0,020	0,055	0,178	0,045
CaO	0,018	0,1287	0,130	0,090	0,080	0,083	0,144	0,049
Na ₂ O	0,208	0,2287	0,190	0,443	0,200	0,344	0,383	0,231
K ₂ O	0,093	0,1537	0,065	0,200	0,130	0,257	0,281	0,132
		K	оэффицие	нты в фор	рмуле			
Si	5,442	5,603	5,366	5,788	6,086	6,028	5,844	5,871
Ti	0,015	0,024	0,010	0,034	0,020	0,041	0,044	0,021
Al (IV)	2,558	2,397	2,634	2,212	1,914	1,972	2,156	2,129
Al (V)	2,627	2,746	2,872	2,935	3,210	3,142	2,979	2,749
Cr	0,013	0,008	0,012	0,033	0,021	0,017	0,031	0,013
Mn	2,261	4,597	2,309	6,068	3,410	3,588	3,652	2,981
Fe	0,111	0,046	0,041	0,016	0,028	0,058	0,070	0,067
Mg	6,884	4,302	6,533	2,403	4,583	4,445	4,633	5,782
Са	0,005	0,014	0,038	0,017	0,004	0,012	0,040	0,010
Na	0,007	0,053	0,052	0,039	0,032	0,034	0,059	0,019
К	0,055	0,064	0,050	0,127	0,054	0,092	0,103	0,061
F	0,248	0,519	0,260	0,713	0,433	0,452	0,442	0,347

Таблица 2.11 – Средние составы главных разновидностей хлорита

4. Сопоставление составов хлорита с уровнем золотоносности пород, в которых они развиты, показало, что наиболее золотоносными являются породы, содержащие репидолиты и пикнохлориты. Причем наиболее высокие содержания золота отмечены в тех породах, где развиты граничные видовые типы хлоритов: промежуточные между пикнохлоритом, диабантитом и брунсвигитом; шериданитом, клинохлором, репидолитом и пикнохлоритом.

2.3.4 Карбонатизированные породы

Породы, в которых отмечаются нитевидные (мощностью обычно менее 0,5 см) кварцкарбонатные и карбонатные прожилки, а также с гнездовой и порфиробластовой вкрапленностью, широко распространены в пределах рудоносных минерализованных зон. Наиболее часто встречается кальцит (таблица 2.12).

Прожилки кальцита с тем или иным количеством кварца имеют разнообразную пространственную ориентировку, независимую от ориентировки сланцеватости, реликтовой слоистости и милонитизации пород, образуя штокверковые зоны различной мощности и протяженности. Они, вероятно, связаны с пострудными тектоническими подвижками в рудном поле. Кварц-карбонатное прожилкование отмечается как в рудных телах, так и в безрудных породах. Они отчетливо секут сульфидизированные породы, причем пересекают агрегаты вкрапленных сульфидов. В прожилках встречаются незначительные по размерам (0,1–1,0 мм) обособления пирита, пирротина, халькопирита, иногда сфалерита и галенита. Возможно, эти сульфиды ассимилированы из вмещающих пород, являясь переотложенными образованиями из сланцевой вмещающей среды, содержащей сульфидную вкрапленность. Зоны трещиноватости в период раскрытия трещин были насыщены кальций-углекислыми растворами, вымывающими из пород растворимые компоненты, и при кристаллизации формировали ассоциации минералов аналогичные тем, которые развиты во вмещающем сланцевом пространстве. Из нерудных минералов в прожилках и зальбандах, помимо кварца и кальцита, обычно развит хлорит, очень редко наблюдался флюорит. Кальцит содержит незначительную примесь Cr₂O₃, MnO, FeO и MgO, в сумме редко составляющую более 1 % (таблица 2.12). Повышенные концентрации этих компонентов фиксируются в рудных участках.

Проба	Номер зоны	Точка	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Total	
Участок руч. Золотого									
HUL 101/252	1	Край	0,046	0,001	0,048	0,014	54,25	54,36	
110-191/272		Центр	0,018	0,085	0,415	0,233	53,87	54,62	
	1	Край	0,008	0,199	0,051	0,091	52,55	52,90	
THI 101/229		Центр	0,0054	0,21	0,039	0,18	54,36	54,79	
110-191/338	2	Край	0,063	0,158	0,086	0,133	51,61	52,05	
		Центр	0,35	0,175	0,054	0,213	53,48	54,27	
ПН-191/417	1	Центр	0,001	0,226	0,07	0,044	54,75	55,09	
		Край	0,001	0,219	0,092	0,05	54,52	54,88	
	2	Центр	0,01	0,21	0,25	0,14	53,15	53,75	

Таблица 2.12 – Химический состав карбонатов, мас. %

Продолжение таблицы 2.12

Проба	Номер зоны	Точка	Cr2O3	MnO	FeO	MgO	CaO	Total
	1	Край	0,128	0,063	0,215	0,33	52,87	53,61
		Центр	0,305	0,061	0,079	0,031	53,31	53,79
ПН 101/505 5	2	Край	0,003	0,019	0,195	0,053	53,39	53,66
111-191/303,3	2	Центр	0	0,058	0,194	0,05	54,89	55,19
	3	Край	0,67	0,06	0,67	0,78	50,22	52,41
	5	Центр	0,20	0,03	0,80	0,38	50,89	52,30
ПН-191/535,6	1	Центр	0,01	0,21	0,18	0,06	53,27	53,73
ПН-191/576	1	Центр	0,30	0,15	0,30	0,26	53,29	54,30
	Учи	асток Ми	іхайловсн	кий				
	1	Край	0,06	0,09	0,13	0,38	52,73	53,39
THI 10/120	1	Центр	0,05	0,10	0,39	0,14	52,11	52,79
11H-10/129	2	Край	0,00	0,17	0,37	0,07	52,93	53,54
		Центр	0,03	0,19	0,45	0,15	53,10	53,92
ПН-12/204,5	1	Центр	0,01	0,34	0,03	0,06	53,39	53,84
THI 102/100 0	1	Край	0,00	0,30	0,21	0,00	53,15	53,66
11H-193/100,9		Центр	0,01	0,28	0,06	0,24	53,20	53,79
THI 104/120 5	1	Край	0,079	0,069	0,63	0,083	54,05	54,91
1111-194/139,5		Центр	0,29	0,305	0,59	0,043	53,81	55,04
	1	Центр	0,00	0,30	1,15	0,31	52,52	54,28
ПН-194/160	2	Край	0,00	0,25	1,20	0,18	52,85	54,49
		Центр	0,02	0,30	1,82	0,41	52,97	55,52
ПН-245/110	1	Центр	0,01	0,23	0,10	0,10	53,74	54,19
	1	Край	0,045	0,49	0,048	0,36	54,32	55,26
1111-5/85	1	Центр	0,017	0,042	0,27	0,024	53,98	54,33
	1	Край	0,012	0,02	0,079	0,416	53,82	54,35
		Центр	0,025	0,119	0,43	0,38	53,02	53,97
IIH-63/46		Край	0,174	0,069	0,74	0,033	54,05	55,07
	2	Центр	0,27	0,108	0,59	0,041	53,6	54,61
	1	Край	0,082	0,012	0,029	0,061	53,42	53,60
11H-63/50		Центр	0,45	0,118	0,63	0,03	53,12	54,35

Проба	Номер зоны	Точка	Cr2O3	MnO	FeO	MgO	CaO	Total
ПН-64/149	1	Центр	0,41	0,04	0,29	0,17	53,55	54,45
ПН-65/232,7	1	Центр	0,27	0,071	0,095	0,018	53,96	54,41
ПН-65/244	1	Край	0,03	0,44	2,96	2,63	46,56	52,62
		Центр	0,01	0,50	3,46	3,02	46,99	53,98
ПН-66/299	1	Центр	0,02	0,09	0,24	0,18	53,88	54,42
ПН-9/60,0	1	Край	0,305	0,082	0,09	0,045	54,01	54,53

Окончание таблицы 2.12

Микроскопическую вкрапленность в породах рудных тел образует карбонат ряда магнезит – сидерит. Его агрегаты гнездовые и обычно пленочно-каемчатые, примыкающие к сульфидным выделениям. В ассоциации с ним часто развит железистый и хромсодержащий хлорит.

2.3.5 Углеродизированные породы

В пределах рудного поля развиты и резко выделяются среди других пород черные сланцы, которые содержат углеродистое вещество, метаморфизованное до разной структурной упорядоченности. В то же время углеродизированные породы контролируют зоны тектонического рассланцевания пород с золото-сульфидной минерализацией. Содержание углеродистого вещества в них увеличено по сравнению с концентрациями во вмещающих метаморфизованных осадочных породах. Причем его концентрации резко повышены в трещинах кливажа на плоскостях зеркал скольжения, вплоть до того, что сланцы пачкают пальцы. Генетическая связь рудного процесса с углеродизацией заключается в образовании аллотропных модификаций углерода при восстановлении рудоносных углекислых гидротермальных растворов при протекании пульсирующих восстановительно-окислительных реакций в рудоносных минерализованных зонах сланцевых толщ. В жильном кварце отмечается рассеянная сыпь частиц углеродистого вещества (рисунок 2.20).

В молочно-белом и белом полупрозрачном кварце инъекционных жил, выполняющем трещины, углеродистых частиц значительно меньше, чем в сером кварце жил, с преобладанием метасоматического замещения кремнеземом сланцев.

Углеродистое вещество представляет собой, как правило, смесь самородных образований углерода, соединений углерода с другими элементами и функциональными группами компонентов.



Рисунок 2.20 – Микрофотография кварца с включениями частиц углеродистого вещества

Была проведена Рамановская спектроскопия включений твердого углеродистого вещества в жильном кварце и вмещающем его сланце. Методика исследований описана в работе [Некрасова, Рябуха, 2015]. Интерпретация спектров выполнена по материалам [Применение методов комбинационного рассеяния..., 2010; Бискэ, Колодей, 2014; Графиты Тургеневского и Тамгинского месторождений..., 2013; Филиппов, 2014]. Типичные Рамановские спектры углеродистого вещества в сланцах и кварце месторождения Панимба отражены на рисунке 2.21.



Рисунок 2.21 – Типичные Рамановские спектры первого (a-c) и второго (d, e) порядков твердого углеродистого вещества в жильном кварце месторождения золота Панимба

д

2500 2550 2600

2650 2700 2750 2800 Raman shift (cm⁻¹)

Raman shift (cm⁻¹)

е

1300

1400

1500

г

Raman shift (cm⁻¹)

1600

Твердое углеродистое вещество месторождения Панимба представлено образованиями графита с дефектами на краях и внутри графеновых слоев, а также графитом с межслоевым аморфным углеродом, возможно присутствие углерода со структурой типа высшего антраксолита. В золотоносном и незолотоносном кварце наблюдается углерод как с двумерноразупорядоченной, так и с трехмерноразупорядоченной структурой. В жильном кварце месторождения Эльдорадо выявлена только трехмерная разупорядоченность углеродистого вещества [Некрасова, Рябуха, 2015].

Для золотоносного кварца месторождения Панимба характерно присутствие аморфного углерода и углерода со степенью разупорядочения выше, чем у незолотоносного. Кроме того, углерод золотоносного кварца месторождения Панимба образован в более высокотемпературных условиях, чем незолотоносный.

Углеродистое вещество в жильном кварце месторождения Эльдорадо более высокотемпературное, чем на месторождении Панимба [Некрасова, Рябуха, 2015]. Существенных различий в структурных характеристиках Рамановских спектров углеродистого вещества в сланце и кварце месторождения Панимба установить не удалось.

Помимо твердых углеродистых образований, в составе пород рудного поля месторождения Панимба выявлены битумоиды. Исследование битумоидов проведено люминесцентно-микроскопическим методом в Томском политехническом университете под руководством М. И. Шаминовой по методике, описанной в работе [Столбова, Шаминова, 2013].

Метод люминесцентной микроскопии позволяет определить по характеру свечения и распределения (битуминозные текстуры и структуры) тип хлороформенного битумоида A и его состав. Твердое углеродистое вещество не обладает свечением. По характеру цветового свечения выявляются разные типы битумоидов: легкие (голубоватые цвета), маслянистые (желтые цвета), смолистые и смолисто-асфальтеновые (коричневые цвета разной интенсивности свечения).

Содержание битумоидов в изученных препаратах составляет 0,02-0,04%, распределение неравномерно-рассеянное, пятнистое, полосчатое, прожилково-трещинное. Состав маслянисто-смолистые, смолисто-асфальтеновые битумоиды (рисунок 2.22). сульфидизированных сланцах рудного интервала преобладают Выявлено, что В маслянисто-смолистые битумоиды, образующие ореолы вокруг выделений сульфидов. Во всех изученных образцах отмечаются следы миграции битумоидов.

Битуминозное вещество приурочено к зонам скопления рудных минералов, трещинам сланцеватости, кливажа и прожилкам. По генетическому признаку битумоиды можно отнести к эпигенетичным битумоидам, испытавшим гидротермальную миграцию и переотложение.

Углеродистое вещество в сланцах и кварце месторождения Панимба имеет, вероятно, битуминозно-седиментогенную природу, было преобразовано в результате метаморфизма и гидротермального процесса в индивидуализированные чешуйки графита, агрегаты дисперсного графита, аморфного углерода и смолисто-асфальтеновых битумоидов.



Рисунок 2.22 – Фотографии битумоидов месторождения Панимба: *а* – битумоиды маслянистого *1* и маслянисто-смолистого *2* состава в шлифе андалузитового сланца (образец № 66/180). Битуминозная текстура трещинная, прожилковая; *б* – битумоиды маслянистого *1*, маслянисто-смолистого *2* и смолистого *3* состава в шлифе углеродистого сланца рудной зоны (образец № ПН 146/200-210). Битуминозная текстура неравномерно-рассеянная, пятнистая; *в* – битумоиды маслянисто-смолистого *2* и смолистого *2* и смолистого *2* и смолистого *3* состава в пришлифовке гранита (образец № ГрПнб-1). Битуминозная текстура неравномерно-рассеянная, пятнистая

Маслянистые битумоиды, возможно, являются реликтами катагенетического углеродистого вещества. Битумоиды характеризуются пятнистым, полосчатым и прожилковым распределением в сланце, а в рудных образцах имеют парагенетические ассоциации с сульфидами в виде ореолов вокруг их выделений.

Изучение керна скважин визуально и под микроскопом и исследование состава минералов рентгеноспектральным методом на микроанализаторе Camebax-Micro в лаборатории ИГМ СО РАН позволило охарактеризовать состав и последовательность минералообразования руд месторождения. Изотопный состав серы сульфидов определен в аналитическом центре ИГМ СО РАН (аналитики В. Н. Реутский, М. Н. Колбасова) по методике, описанной в работе [Характеристика металлоносных флюидов..., 2017]. Интерпретация и установление природы серы выполнены по материалам, опубликованным ранее [Интерпретация геохимических данных, 2001; Кряжев, 2017]. Элементы-примеси в сульфидах и золоте определены в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», ТГУ, г. Томск (аналитики Е. В. Рабцевич и Е. И. Никитина), методом ICP-MS на приборе Agilent 7500сх производства Agilent Technologies по методике, описанной в работе [Геохимические показатели генезиса..., 2018]. Качество полученных результатов оценивалось на основании стандартов горных пород и руд BCR-2, ВНWO, ССЛ-1 и др. Температура образования сульфидов и фугитивность серы в системе рассчитаны с использованием геотермометров (пирит-пирротиновый и арсенопиритовый) по уравнениям, опубликованным ранее для пирротина [Lambert, Simkovich, Walker, 1998; Toulmin, Barton, 1964] и арсенопирита [Kretschmar, Scott, 1976; Scott, 1983], а также с использованием диаграммы арсенопирита [Типоморфизм арсенопирита..., 2016].

3.1 ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СОСТАВЕ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В РУДАХ

Золото-сульфидная минерализация развита в виде вкрапленной примеси во всех литологостратиграфических разновидностях пород рудного поля и характеризует рудоносную минерализованную зону. Сульфидизация в сланцах развита практически на всю мощность литолого-стратиграфического разреза, вскрываемого разведочными скважинами (до 500 м). Главные сульфидные минералы в породах хорошо определяются макроскопически при документации керна скважин. В сечениях разведочных линий выделяются тела гидротермально измененных пород с кварцевым прожилкованием и кварцевыми жилами. Метасоматические породы, жилы и прожилки кварца сульфидизированы, но сохраняют устойчивые минеральные ассоциации по мощности (от первых метров до десятков) и по простиранию (от сотен метров до первых километров), рисунок 3.1.

Главными минеральными ассоциациями сульфидов в минерализованных зонах месторождения являются: *пирит* \pm *халькопирит*; *пирит* + *пирротин* \pm *халькопирит*; *арсенопирит* \pm *пирит* \pm *пирротин* \pm *халькопирит*.



Рисунок 3.1 – Распределение сульфидной минерализации в разрезе РЛ-9 участка руч. Золотого (Составил П.А. Тишин): *1* – литологические границы; *2* – дизьюнктивы; *3* – рудные тела, выделенные АО «Полюс»; *4* – арсенопиритовая минерализация; *5* – пирротин-пиритовая минерализация; *6* – пирротиновая минерализация; *7* – пиритовая минерализация; *8* – арсенопирит + пирротин + халькопирит + + золото; *9* – пирит + пирротин + халькопирит + золото; *10* – пирит + халькопирит

Часто встречающийся в сульфидных агрегатах сфалерит достоверно устанавливается только под микроскопом ввиду обычно мелких выделений. Он является поздним минералом и накладывается на образования трех ранних ассоциаций сульфидов. На флангах рудоносной минерализованной зоны отмечается убогая минерализация пирита, во внешнем контуре пиритовой минерализации распространена пирротиновая. Причем эти сульфиды в породах отмечаются в виде мельчайшей вкрапленности, редко достигая по объему 1 %.

Рудные тела в пределах минерализованных зон выделяются опробованием. В метасоматитах рудных тел встречаются кварцевые жилы, желваки, прожилки, пирит-пирротиновая, пирротиновая вкрапленность, часто содержащие арсенопирит и сфалерит.

Содержание сульфидов в пределах рудных интервалов поднимается до 5 %; размеры сульфидных выделений в сланцах достигают первых сантиметров. Помимо зернистой вкрапленности, отмечаются гнездовые, линзовидные и прожилковые сульфидные агрегаты. Руды участков Михайловского и руч. Золотого отнесены к одному технологическому типу. Технологическими исследованиями установлен следующий состав руд, %: агрегаты нерудных минералов метасоматитов – 62,8–76,6; сульфидов – 2,40–5,03; гидроксидов железа – 0,1–6,4.

Среди нерудных минералов в свободном состоянии присутствуют кварц (18 %), карбонаты (2 %) и слюды (2 %). Сульфидная составляющая руды представлена пиритом (2 %), пирротином (2,2 %), арсенопиритом (0,3–0,5 %), сульфидами полиметаллов и теллуридами (менее 0,1 %).

Минеральный состав руд, определенный оптической и электронной микроскопией, представлен силикатами, карбонатами, фосфатами, оксидами, сульфидами, теллуридами и самородными минералами (таблица 3.1).

Группа	Минерал	Уровень распространения	Морфология агрегатов		
	Арсенопирит FeAsS	Главный	Кристаллически-зернистая вкрапленность		
	Лёллингит FeAs $_2$	Второстепенный			
ъфиды	Пирротин Fe _{1-x} S	Глориций	зернистая вкрапленность		
	Пирит, марказит FeS_2	1 лавныи	Единичные зерна, прожилки		
	Виоларит $FeNi_2S_4$	Примесь	Единичные зерна		
Cy	Галенит PbS				
-	Сфалерит ZnS				
	Халькопирит $CuFeS_2$	Второстепенный	Зернистая вкрапленность		
	Кобальтин-герсдорфит CoAsS–NiAsS				

Таблица 3.1 – Минеральный состав руд месторождения Панимба

Продолжение таблицы 3.1

Группа	Минерал	Уровень распространения	Морфология агрегатов		
	Хедлейит Bi ₇ Te ₃	Второстепенный	Вкрапленники		
іды	Цумоит ВіТе				
IJDE	Алтаит PbTe	П	r.		
Тел	Волынскит AgBiTe ₂	Примесь	Единичные зерна		
	Кавацулит Bi ₂ Te ₂ Se				
le	Золото Аи	Главный	Зернистая вкрапленность, микропрожилки		
ДНЬ	Электрум (Au, Ag)		Зернистая вкрапленность		
odow	Висмут Ві	Примесь	Зернистая вкрапленность, микропрожилки		
Ca	Графит (углистое вещество) С	Второстепенный	Зоны графитизации, прожилки		
	Кварц SiO ₂	Главный	Породообразующий, жильный		
	Биотит K(Mg, Fe) ₃ [AlSi ₃ O ₁₀](OH, F) ₂	D v	Породообразующий		
	Мусковит $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$	Второстепенныи	Породообразующий, жильный		
	Гранаты (альмандин) Fe ₃ Al ₂ [SiO ₄]		Породообразующий		
	Полевые шпаты (K, Na, Ca) [Al ₂ Si ₂ O ₈]		Породообразующий, жильный		
цие	Апатит Ca ₁₀ (PO ₄) ₆ (OH, F, Cl) ₂				
уюп	Сфен CaTiSiO ₅				
oopaa	Ильменит FeTiO ₃		Акцессорный		
opodoc	Титаномагнетит, магнетит (Fe, Ti)Fe $_2O_4$				
ле пс	Циркон ZrSiO4	Примесь			
Нерудны	Турмалин (Na, Ca, K) (Mg, Fe, Mn, Fe, Al, Cr, Li) ₃ (Al, Fe, Fe) ₆ × ×{(Si ₆ O ₁₈)[BO ₃] ₃ (OH) ₄ } Роговая обманка Ca ₂ Na (Mg, Fe) ₄ (Al, Fe) × ×[(Si, Al) ₄ O ₁₁] ₂ [OH] ₂		Породообразующий		
	Монацит (Ce, La, Y, Th) (PO ₄)		Акнессорный		
	Торит ThSiO ₄				
	Кальцит СаСО3	Второстепенный	Породообразующий,		
	Паризит СаСе ₂ (СО ₃) ₃ F ₂	Примесь	жильный		

Окончание таблицы 3.1

Группа	Минерал	Уровень распространения	Морфология агрегатов	
ЛОЩ	Хлорит (Mn, Al) ₆ (OH) ₈ (Si, Al) ₂		Породообразующий, жильный	
/дные бразу 1е	Эпидот Ca ₂ (A1, Fe) ₃ [Si ₂ O ₇] × × [SiO ₄]O[OH]	Примесь	Породообразующий	
Нер юдос	Гётит Fe ₂ O ₃ ·H ₂ O		The way was not a second	
don	Лимонит FeO·OH· <i>n</i> H ₂ O	Второстепенный	прожилки, псевдоморфозы	

Установлены следующие концентрации петрогенных оксидов и элементов-примесей в рудах, %: SiO₂ – 48,74–60,09; Al₂O₃ – 14,78–22,40; TiO₂ – 0,51–1,06; CaO – 0,33–0,96; MgO – 1,08–4,20; FeO – 4,45–5,90; Na₂O – 0,26–0,36; K₂O – 3,97–4,83; MnO – 0,018–0,034; P₂O₅ – 0,12–0,13; Au – 1,0–4,7; Ag – 0,23–1,29; Pt – 0,01–0,028; S_{общ} – 1,26–2,38; S_{сульф} – 1,18–2,30; Cu – 0,005–0,120; Zn – 0,008–0,024; Pb – 0,002–0,011; Sb – 0,001–0,002; C_{общ} – 0,36–1,47; C_{орг} – 0,19–0,95.

Минералогический состав руд месторождения типичен для руд Енисейской золотоносной провинции. Постметаморфические процессы метасоматического и прожилково-вкрапленного гидротермального минералообразования характеризуются многостадийным формированием руд (таблица 3.2).

	Стадия							
Минералы	Пирит- пирротиновая	Пирротин- арсенопиритовая	Сульфидов- полиметаллов	Карбонатная				
Рутил	I	<u> </u>						
Графит								
Кварц								
Пирротин	I	II						
Арсенопирит	<u>I</u> ?	<u> </u>						
Пирит	_I_	II	III	IV				
Халькопирит	_ <u>I</u>							
Сфалерит		<u>I?</u> .						
Галенит								
Марказит								
Золото								
Висмутин								
Висмут самородный								
Теллуриды Ві								
Карбонаты								

Таблица 3.2 – Последовательность минералообразования руд месторождения Панимба

Ранние гидротермальные процессы выразились в образовании рассеянной вкрапленности метазерен и гнезд кварц-сульфидного состава. Развитие гидротермального минералообразования привело к кристаллизации в метасоматитах жильного кварца и агрегатов сульфидов жильного и гнездово-вкрапленного облика, что обусловило окончательный вид руд. Гидротермально-жильные образования полисульфидного состава пространственно наложены на предыдущие минеральные комплексы метасоматитов и характеризуют гипогенный этап стадийного рудообразования.

3.2 ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ МИНЕРАЛОВ РУД

В разделе рассмотрены наиболее распространенные минералы руд. Основное внимание уделялось текстурно-структурным взаимоотношениям минералов, их ассоциаций, химическому составу и химической однородности.

наиболее Пирротин В количественном отношении является широко распространенным минералом. взаимоотношений По исследованию минеральных ассоциаций представляется возможным выделить две генерации этого минерала, сформировавшихся в метасоматический период минералообразования. Первые проявления пирротина возникли, по всей вероятности, на ранних ступенях метасоматоза не только за счет привноса вещества, но и за счет минералов вмещающей среды – ильменита и биотита. При этом железо связывалось в пирротин, а титан формировал рутил. Подтверждением этому являются довольно обычные взаимосрастания пирротина и рутила с исчезновением ильменита во вмещающей породе. Наблюдается *пирротин-I* в виде рассеянной спорадической сыпи зерен размером в первые миллиметры.

Бо́льшая часть руды представлена *пирротином-II*, формирующим основную минеральную составляющую рудных сульфидов. Он возник в позднюю стадию метасоматоза преимущественно в субсогласных со сланцеватостью вмещающей среды жилковидных существенно кварцевых метасоматитах. В ассоциации с ним практически повсеместно отмечаются халькопирит, пирит-II, арсенопирит-II, сфалерит-I, марказит. Формы проявления пирротина-II весьма разнообразны: от рассеянной вкрапленности единичных зерен размером в первые миллиметры и их доли до гнездовых и пятнистолапчатых скоплений размером до 3×5 см. В единичных случаях обнаруживаются в агрегатах пирротина следы динамических воздействий в виде тонких многочисленных двойников трансляции и ориентированно-зернистое строение агрегатов зерен пирротина-II (рисунки 3.2, 3.3). В последнем содержатся обильные включения реликтов вмещающих алюмосиликатных пород, реже рутила, графита и метакристаллов арсенопирита-I.


Рисунок 3.2 – Двойники трансляции в пирротине-II (образец № 191/606). Николи «+»

Химический состав пирротина исследован микрозондовым методом в 24 образцах из 12 скважин в интервале глубин от горизонта 570 до 55 м. Общее количество анализов составило 125. Содержание минералообразующих элементов в пирротине изменяется в следующих пределах, мас. %: Fe – 59,05–60,85, S – 38,81–40,51, при теоретическом составе согласно формуле FeS: Fe – 63,53; S – 36,47 [Минералы, 1960–1967, т. 1, с. 219–224].



Рисунок 3.3 – Двойники трансляции в пирротине-II (образец № 191/397). Николи «+»

Средний состав разновидностей пирротина приведен в таблице 3.3.

Химический		Состав,	мас. %		Ni/Co	S/Eo ¹	Аи _{порода} ,	Температура	$lg f_{a}^{2}$
ТИП	Fe	S	Ni	Co	NI/CO	5/16	Г/Т	кристаллизации <i>T</i> , °C	1g J S ₂
Ι	60,33	39,18	0,09	1,64	1,53	1,13	0,59	387	-7,43
II	59,98	39,65	0,08	0,08	1,58	1,15	0,95	526	-3,8
III	59,82	40,06	0,11	2,87	1,62	1,17	0,85	630	-1,88

Таблица 3.3 – Средние составы химических типов пирротина

 1 S/Fe в химических типах пирротинов составляет: I – 1,12–1,14; II – 1,14–1,16; III – 1,16–1,18. $^2 \lg f_{\rm S2}$ – фугитимность серы.

Важными показателями состава минерала являются отношение S/Fe и содержание серы (рисунок 3.4).



Рисунок 3.4 – Распределение пирротинов по классам S/Fe

Пирротины бедные по содержанию серы (гексагональные), обладают парамагнитными свойствами, а обогащенные серой (моноклинные) – ферромагнетики. С повышением содержания серы магнитная проницаемость возрастает. В данном случае отмечается значительный дефицит железа в минерале, что отражает искажение гексагональной структуры и приближение ее к моноклинной симметрии и составу Fe₇S₈. Максимальный размах отношений S/Fe (от 1,12 до 1,18) характерен для пирротинов горизонтов 510–570 м. Частота встречаемости химических типов пирротина-I и III уменьшается с глубиной.

Температура кристаллизации пирротина рассчитана по геотермометру и изменялась от 720 до 280 °C [Toulmin, Barton, 1964; Lambert, Simkovich, Walker, 1998]. Минерал обладает химической неоднородностью в пределах зерна и в соседних зернах. Большая часть

исследованных зерен пирротина начала кристаллизоваться при T = 540-480 °C, характерной для центральных частей зерен. Около 20 % определений температуры лежат в интервале 720–630 °C. Края зерен минерала имеют более низкие температуры кристаллизации в сравнении с центральными частями. Средние температуры кристаллизации и фугитивность серы средних химических типов минерала указаны в таблице 3.3. Повышенные концентрации золота характерны для сульфидизированных пород, содержащих пирротины, которые кристаллизовались при температуре 580–520 и 470–430 °C.

Пирит наряду с пирротином относится к числу наиболее распространенных сульфидов в составе руд. На наш взгляд, можно достаточно уверенно выделить четыре генерации пирита. Наиболее ранние проявления – *пирит-I* – обнаруживаются в виде редкой рассеянной сыпи метазерен в алюмосиликатной среде в тесной ассоциации с рутилом и пирротином-I, кристаллизуясь, по всей видимости, по схеме, описанной ранее для пирротина.

Пирит-II наиболее полно проявился совместно с пирротином-II в позднюю стадию метасоматоза. Так же как и пирротин, пирит обнаруживается как в виде рассеянной вкрапленности отдельных метазерен, так и в виде их агрегатов размером в несколько сантиметров. Пирит-II характеризуется обильными реликтовыми включениями вмещающих алюмосиликатов, подчеркивающих нередко послойное разрастание метазерен. Также нередки скелетные, дендритовидные и футлярообразные метазерна пирита-II. В ряде случаев в агрегатах пирита-II обнаруживаются сингенетичные ему зерна марказита-I. Как правило, это перемежающиеся зерна, сросшиеся в единый агрегат (рисунок 3.5).



Рисунок 3.5 – Формы проявления метакристаллов и метазерен пирита-II. Здесь же обычен марказит (образец № 191/284)

Более поздний *пирит-III* формируется в гидротермально-жильный период минералообразования, где он совместно с халькопиритом, сфалеритом, галенитом обнаруживается в кварц-карбонатных жилках. Здесь пирит-III проявляется в идиоморфных и гипидиоморфных зернах в жильном кварц-карбонатном материале. Остальные сульфиды этой стадии обладают отчетливым ксеноморфизмом по отношению к пириту-III.

В связи с проявлением этой стадии минералообразования обнаруживается весьма заметный процесс преобразования пирротина. При наложении этой стадии на ранее сформированные пирротиновые метасоматиты происходит дисульфидизация. Видимо, обогащенные серой гидротермы приводят к гипогенному превращению пирротина (моносульфид) в пирит (дисульфид). Нередок здесь и марказит-II в тесном взаимосрастании с пиритом (рисунок 3.6).



Рисунок 3.6 – Дисульфидизация пирротина с возникновением псевдоморфных новообразований пирит-марказитового состава (образец № 191/551)

При этом марказит формируется в начале этого процесса, а уже по нему идет псевдоморфное замещение пиритом, так как эти новообразования имеют нередко призматический или пластинчатый облик. Кроме пирита и марказита происходит новообразование халькопирита (рисунок 3.7). Общеизвестно, что пирротин способен

растворять в себе определенное количество халькопирита, который и выделяется в самостоятельную фазу при этих псевдоморфных превращениях пирротина.

Пирит-IV весьма редок. Обнаруживается в пострудных тонких прожилках карбонатного состава.



Рисунок 3.7 – Обособление халькопирита *1* при дисульфидизации пирротина 2 и пирит-марказитовый агрегат *3* (образец № 65/120)

Химический состав пирита изучен по 113 микрозондовым анализам в 20 образцахпробах, отобранных из 11 скважин в интервале глубин от горизонта 570 до 55 м. Концентрации главных минералообразующих элементов в пирите месторождения изменяются в следующих пределах, мас. %: Fe – 45,19–47,88; S – 52,15–54,35; при теоретическом составе минерала согласно формуле FeS₂: Fe – 46,55; S – 53,45 [Минералы, 1960–1967, т. 1].

В программу анализа, кроме главных элементов, были включены Co, Ni, Cu, Zn, Ag, Au, Sb, As с пределом обнаружения 0,01 мас. %. Концентрации кобальта (0,02–0,027) и никеля (до 0,51) связаны с изоморфным замещением железа. В пробе № 194/139,5 в пирите установлено содержание никеля – 1,09 мас. %, что позволило отнести его к никелевому пириту. Примеси меди (до 0,05) и цинка (до 0,02) связаны с ультратонкими механическими

включениями халькопирита и сфалерита; мышьяк и серебро не обнаружены. Примесь сурьмы отмечается в количестве до 0,07 мас. %, а золота – до 0,078 мас. %.

Важной характеристикой химического состава пирита и показателем химической стехиометрии минерала, отражающим условия его образования в резко неоднородной гидротермально-метасоматической системе рудоносных минерализованных зон, является отношение S/Fe, которое изменяется от 1,897 до 2,086 (теоретическое – 2,0) [Дир, Хауи, Зусман, 1966, т. 5]. По значениям S/Fe выделены разновидности минерала с классами стехиометрии: I – < 1,95; II – 1,95–1,97; III – 1,97–1,99; IV – 1,99–2,01; V – 2,01–2,03; VI – 2,03–2,05; VII > 2,05 (рисунок 3.8). Класс IV объединяет пириты с наибольшей стехиометрией состава, III–I классы характеризуются возрастающей недосыщенностью серой, а пириты V и VII классов – избытком серы в сравнении с теоретическим составом.



Рисунок 3.8 – Количественное распределение химических типов пирита

Минерал имеет неоднородный состав по площади зерен, что отражает изменчивость парциального давления серы в процессе кристаллизации пирита. Средний химический состав выделенных типов пирита приведен в таблице 3.4.

Химический тип	Fe	S	Cu	Zn	Ni	Co	Sb	Au _{минерал}	Аи _{порода} , Г/Т
Ι	47,55	52,55	0,008	0,001	0,05	0,05	0,007	0,06	0,35
II	47,20	53,06	0,002	0,002	0,03	0,05	0,01	0,03	0,49
III	46,55	53,02	0,01	0,002	0,04	0,06	0,005	0,03	0,71
IV	46,34	53,23	0,01	0,001	0,03	0,06	0,01	0,03	0,69
V	46,09	53,39	0,01	0,002	0,06	0,06	0,009	0,04	1,25
VI	45,77	53,56	0,007	0,001	0,03	0,09	0,007	0,03	0,46
VII	45,56	53,95	0,009	0	0,1	0,06	0,005	0,02	0,41

Таблица 3.4 – Средние составы химических типов пирита, мас. %

Закономерных изменений концентраций примесных элементов от состава в минерале не обнаружено.

Халькопирит в рудах встречается повсеместно, но не формирует заметных скоплений. Проявляется в виде разрозненных мелких (до первых миллиметров) выделений во вмещающих оруденение породах. Ассоциативно можно различить три разновозрастных генерации этого минерала.

Наиболее ранний *халькопирит-I* обнаруживается в виде мельчайших (в сотые доли миллиметров) сингенетичных включений в метакристаллах арсенопирита-I и представляет лишь минералогический интерес.

Основная масса халькопирита сложена второй генерацией, сформированной в позднеметасоматическую стадию. Пространственно *халькопирит-II* постоянно ассоциирует с пирротином-II, образуя взаимосрастания с ним. Размеры его выделений не превышают 1,0–1,5 мм.

Халькопирит-III связан с гидротермально-жильной стадией минералообразования. Здесь он параллельно с галенитом и сфалеритом-II проникает в ранее сформированные руды по системе микротрещин совместно с жильными кварцем и прозрачным кальцитом. С этими сульфидами, видимо, связана вторая стадия золотого оруденения. Однако видимого золота в минералах этой стадии обнаружить не удалось.

Химический состав халькопирита изучен по 41 анализу в шести образцах из пяти скважин в интервале горизонтов 550–55 м. Концентрации минералообразующих элементов составили, мас. %: Fe – 29,73–30,69; Cu – 33,9–35,1; S – 34,24–35,44 (таблица 3.5); при теоретическом составе халькопирита: Fe – 30,52; Cu – 34,56; S – 34,92 [Минералы, 1960–1967, т. 1, с. 351–357]. В зависимости от содержания главных минералообразующих элементов выделены три химических типа халькопирита (таблица 3.5, рисунок 3.9).

Химический тип	Fe	Cu	S	Zn	Ni	Со	Sb	Au _{минерал}	Аи _{порода} , г/т
Ι	30,2	34,73	34,54	0,03	0,005	0,03	0,002	0,004	1,14
II	30,3	34,76	34,90	0,04	0,007	0,03	0,003	0,006	1,13
III	30,3	34,66	35,22	0,04	0,002	0,03	0,01	0,007	0,68

Таблица 3.5 – Средние составы химических типов халькопирита, мас. %

Выделенные химические типы халькопирита различаются содержаниями серы при почти одинаковых концентрациях железа и меди. Содержания примесей цинка, сурьмы и золота возрастают с увеличением содержания серы в минерале.

На месторождении распространены примерно в равных количествах халькопириты с недостатком и избыточным содержанием серы.



Рисунок 3.9 – Количественное распределение химических типов халькопирита

Арсенопирит в количественном отношении можно считать мало распространенным. По структурно-морфологическим признакам и минеральным ассоциациям представляется возможным выделить две генерации этого минерала. К наиболее раннему *арсенопириту-I* относятся единичные спорадические метакристаллы в алюмосиликатной среде. Эти образования имеют субизометричную псевдодипирамидальную форму с размерами индивидов до 2–3 мм.

Эти образования содержат реликты вмещающих пород. Кроме этого метакристаллы арсенопирита-I содержат сингенетичные вростки микрообразований пирротина-I, халькопирита-I и золота-I, размеры которых редко достигают 0,01 мм (рисунки 3.10, 3.11).



Рисунок 3.10 – Включения сингенетичных вростков золота и пирротина в арсенопирите-I (образец № 191/397)



Рисунок 3.11 – Сингенетичные включения золота и пирротина-I в метакристаллах арсенопирита-I (образец № 145/660)

Более поздний *арсенопирит-II* относительно обилен и парагенетически связан со стадией кристаллизации основной массы пирротина-II. Здесь арсенопирит-II формирует призматические до длиннопризматических метакристаллы, «плавающие» в массе пирротина-II и редко выходящие за пределы его гнезд и скоплений. Арсенопирит этой генерации свежий и не содержит включений (рисунок 3.12).



Рисунок 3.12 – Призматические кристаллы арсенопирита-II в массе пирротина-II (образец № 191/606)

Было проведено измерение отражательной способности арсенопирита-I и арсенопирита-II (данаита) на спектрофотометре МСФУ-К. Результаты измерений показывают различие оптических свойств, малозаметное визуально под микроскопом. Так, метазерна арсенопирита-I

обладают типичным для этого минерала спектром отражения с незначительным повышением отражательной способности в красной области спектра (рисунок 3.13, таблица 3.6), что соответствует нежному кремовому оттенку типичного арсенопирита.



Рисунок 3.13 – Спектры отражения арсенопирита-І и арсенопирита-ІІ

Длина	Арсенопирит-II	Арсенопирит-I	Длина родица им	Арсенопирит-II	Арсенопирит-І
волны, нм	53 74	51.91	волны, нм	40.00	
400	55,74	51,71	660	49,88	50,86
420	52,67	51,08	680	49,90	51,02
440	52,20	50,96	700	50,05	51,19
460	51,97	50,95	720	49,99	51,21
480	51,55	51,33	740	50,01	51,21
500	51,47	51,18	760	49,96	51,24
520	51,04	51,37	780	49,89	51,14
540	50,85	51,23	800	49,66	51,00
560	50,69	50,99	820	49,38	50,68
580	50,47	50,89	840	48,86	50,50
600	50,06	51,13	860	48,05	50,78
620	49,91	51,09	880	45,65	49,39
640	49,93	50,78	900	41,88	43,40

Таблица 3.6 – Максимальный коэффициент отражения арсенопирита из серии случайных срезов, %

Кобальтсодержащие разности арсенопирита-II характеризуются повышенным коэффициентом отражения в области 400 нм, о чем свидетельствует бледный голубоватый оттенок (см. таблицу 3.6, рисунок 3.13) этой минеральной разновидности, не улавливаемый визуально.

Химический состав арсенопирита изучался по 55 анализам из одиннадцати проб, взятых из семи скважин в интервале глубин от горизонта 550 до 55 м. Содержание минералообразующих элементов в арсенопирите изменяется в следующих пределах, мас. %: Fe – 26,6–36,04; As – 41,66–50,78; S – 16,07–22,3; при теоретическом составе минерала: Fe – 34,30; As – 46,01; S – 19,69 [Минералы, 1960–1967, т. 1, с. 309–315].

В качестве изоморфной примеси в арсенопирите рудопроявления отмечаются кобальт (0,004–5,800) и никель (до 0,79), замещающие железо. В зависимости от концентраций кобальта выделены химические разновидности арсенопирита, мас. % Со: данаит – 3,81–5,8; кобальтовый арсенопирит – 1,00–2,80; собственно арсенопирит – 0,004–0,970. Средние составы химических типов арсенопирита приведены в таблице 3.7.

Химический			Состав,	мас. %			S/A a	$(\mathbf{S} + \mathbf{A}_{\mathbf{G}})/\mathbf{E}_{\mathbf{G}}$		$l \sigma f_{\sigma}$
тип	Fe	As	S	Ni	Co	Sb	5/AS	(3 + AS)/re	1, C	1g J s ₂
Ι	34,55	44,82	20,27	0,05	0,40	0,03	1,05	1,99	445	-6,4
II	31,68	47,80	18,24	0,23	2,06	0,04	0,89	2,13	490	-8,7
III	28,09	49,99	16,86	0,41	4,75	0,08	0,79	2,37	-	-

Таблица 3.7 – Средние составы химических типов арсенопирита

Примечание. I – арсенопирит, II – Со-арсенопирит, III – данаит.

Появление кобальтовых разновидностей арсенопирита связано с возрастанием фугитивности мышьяка и уменьшением содержания серы. Отношение S/As в арсенопиритах месторождения изменяется от 0,74 до 1,25. Избыток мышьяка связывают с замещением им серы и Fe³⁺. У кобальтовых разновидностей арсенопирита средние значения отношения S/As составляют 0,79–0,89, а собственно арсенопириты, содержащие менее 1 мас. % Со, характеризуются средним значением S/As – 1,06.

Морфологическая разновидность арсенопирита-I соответствует химическому типу собственно арсенопирита (химический тип I), а морфологическая разновидность арсенопирита-II – кобальтовым арсенопиритам (химические типы II и III).

Температура кристаллизации арсенопирита, определенная по диаграмме S/As – (S + As)/Fe [Типоморфизм арсенопирита..., 2016] и геотермометру [Kretschmar, Scott, 1976; Scott, 1983], изменялась от 460 °C (lg $f_{S_2} = -5,9$) до 300 °C (lg $f_{S_2} = -14,6$). В строении минерала отмечается химическая неоднородность, свидетельствующая об изменении температуры кристаллизации и фугитивности серы в процессе роста кристаллов. В центральных частях зерен находятся арсенопириты с повышенными концентрациями кобальта и данаит. Оценки температуры начала кристаллизации минерала показывают значения от 460 °C (lg $f_{S_2} = -5,9$) и выше до 405 °C (lg $f_{S_2} = -7$). Кристаллизация внешних участков зерен заканчивается при T = 300 °C (lg $f_{S_2} = -14,6$) и ниже. Повышенная золотоносность сульфидизированных пород зафиксирована в интервалах с развитием арсенопирита, кристаллизующегося при температурах ~ 300 °C (lg $f_{S_2} = -14,6$); 370–380 °C (lg $f_{S_2} = -8,3...-10,2$) и 410–420 °C (lg $f_{S_2} = -7,0...-6,7$).

Сфалерит, согласно анализу минеральных ассоциаций, выделяется в виде двух генераций. *Сфалерит-I* обнаруживается в ассоциации *пирротин-II* + *халькопирит-II*, при этом границы соприкосновений этих трех минералов представляют плавную линию, что не свидетельствует о последовательности отложения. Отметим, что сам сфалерит содержит «эмульсионные» включения пирротина и халькопирита (рисунок 3.14).



Рисунок 3.14 – Метакристалл арсенопирита *1*, цементируемый агрегатом пирротин 2-сфалеритового *3* состава. В последнем содержатся эмульсионные включения халькопирит-пирротинового состава (образец № 194/175)

Сфалерит-II наблюдается в кварц-карбонатных прожилках в срастании с халькопиритом и галенитом. Сфалерит этой генерации лишен каких-либо включений.

Химический состав сфалерита изучен в одном образце из скважины 5 с глубины 85 м. Содержание минералообразующих элементов составляет, мас. %: Zn – 59,6–60,3; S – 32,51–33,03; Fe – 6,4–6,7; при теоретическом составе: Zn –67,06; S – 32,94, с максимальным содержанием Fe – 26 мас. %. В программу анализа были включены Cu, Ni, Co (не превышают 0,1 мас. %) и Ag, Au, As (не обнаружены при чувствительности метода 0,01 мас. %). Содержание FeS в сфалерите изменяется от 11,03 до 11,5 %, что соответствует температуре образования минерала по кривой Каллеруда – около 370 °C [Дир, Хауи, Зусман, 1966, т. 5]. Изученные сфалериты месторождения относятся к высокожелезистой разновидности (6,4 мас. % Fe и более) [Типоморфизм минералов, 1989].

Галенит весьма редок. Обнаружен в единичных зернах в первые сотые доли миллиметра. Пространственно тяготеет к кварц-карбонатным прожилкам и гнездам, находясь в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом (рисунок 3.15).



Рисунок 3.15 – Микропрожилок галенита в массе дисульфидизированного пирротина (образец № 191/551)

Золото является главным и единственным полезным компонентом в рудах, образующим промышленные концентрации на месторождении. Серебро присутствует в виде единичных частиц и примеси в золоте, промышленных концентраций в рудах не образует и может быть только попутным компонентом. Цвет частиц золота меняется от ярко-золотисто-зеленовато-желтого до темно-коричневато-красновато-желтого с налетами гидроокислов железа. Морфология частиц золота – игольчатая, прожилковая, овальная и амебовидная. Наиболее крупные частицы встречаются в кварце и в сростках с сульфидами – от единиц микрон до 200×650 мкм; включения в сульфидах – от долей микрон до 4×7 и 3×12 мкм.

Гранулометрический состав золота по результатам исследования малых технологических проб, выполненного в лаборатории АО «Полюс»: -2+0,315 (63 %); -0,315+0,071 (25 %); -0,071+0 (12 %).

Рациональный анализ золота в малых технологических пробах показал наличие в среднем 62 % свободного (амальгамируемого) металла; в открытых сростках (цианируемого) – 24 %; в сульфидах – 7 %; в силикатах – 4,5 %; в карбонатах – 2,5 %. Серебро является постоянной примесью (до 24 %), а висмут (до 12 %) и теллур (до 5 %) определены в единичных случаях. В зависимости от содержания серебра проба золота варьирует от 643 до 970 (по данным аналитической службы ПАО «Полюс Золото»). Нами золото отмечалось в виде свободных частиц в кварце, срастаний с арсенопиритом, включений в арсенопирите и галените.

Химический состав золота определялся нами в семи пробах из четырех скважин. Всего выполнено 66 анализов. Проба золота изменяется от 798 до 944, в том числе по участку руч. Золотого – 798–916 и по участку Михайловскому – 830–944. По результатам наблюдений, на месторождении развиты две разновидности золота со средними значениями пробы 825–850 и 925–950 (рисунок 3.16).



Рисунок 3.16 – Распределение частиц золота по классам пробы (*n* = 66)

В золоте установлены примеси меди, ртути и серебра. Ртуть отмечена в значимых концентрациях в семи случаях (от 0,005 до 0,080 мас. %). Ее примесь встречается в обеих выделенных по пробе разновидностях. Медь обнаружена в 29 анализах из 44 в концентрациях от 0,003 до 0,090 мас. %. Установлено повышение содержания меди с увеличением пробы.

По данным анализа отмечается тенденция увеличения пробы золота с глубиной (раздельно по участкам руч. Золотого и Михайловскому), при повышении пробы в участках пониженных концентраций золота в рудах.

Рутил непосредственно в рудообразовании не участвует, но постоянно его сопровождает. Этот минерал возникает на самых ранних стадиях метасоматоза как псевдоморфоза по ильмениту (рисунок 3.17). По мере развития процесса происходит перекристаллизация рутила в самостоятельные кристаллические формы в ассоциации, как правило, с сульфидами железа.



Рисунок 3.17 – Псевдоморфное замещение табличек ильменита агрегатом пирит-рутилового состава (образец № 191/247)

Не исключено также участие в этом процессе биотита вмещающих пород. Мобилизация рутила и его переотложение осуществляются с укрупнением не только в непосредственной близости от сульфидных метасоматитов, но также и внутри их (рисунок 3.18).



Рисунок 3.18 – Переотложенный рутил 1 в массе пирротина-II (образец № 65/120)

Графит, как и рутил, сопровождает рудный процесс. Вблизи зон перекристаллизации в связи с окварцеванием и сульфидизацией наблюдается укрупнение и консолидация углеродистого вещества от едва заметных раскристаллизованных пылинок до чешуйчатых скоплений и розеток размером в десятые доли миллиметра (рисунок 3.19).



Рисунок 3.19 – Срастания пирротина-II и графита. Николи «–» (образец № 12/87)

Количество графита, степень раскристаллизации и размеры его новообразований пропорциональны степени воздействия рудообразующих флюидов на вмещающие породы.

3.3 ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ

Значения изотопного состава серы сульфидов месторождения Панимба расположены в интервале от +0,9 до +6,7 ‰. Из 27 определений 80 % находятся в более узком диапазоне – от +3,3 до +6,7 ‰, а 20 % – в диапазоне от +0,9 до +2,0 ‰. Только один образец пирита (\mathbb{N} 135/309,1) показал более тяжелое значение изотопного состава серы δ^{34} S – (+11,7) ‰. По минералам значения δ^{34} S составили интервалы, ‰: для пирротина – (+1,6)–(+6,1); для пирита – (+0,9)–(+11,7); для халькопирита – (+4,5). По вещественным комплексам результаты распределились следующим образом, ‰: сульфиды рудных интервалов – (+1,6)–(+6,7) из кварца и (+0,9) из сланца; сульфиды минерализованных зон – (+1,2)–(+5,5) из кварца и (+0,9) из сланца (таблица 3.8).

Номер образца	Содержание Аи	Минерал	δ^{34} S. ‰
	в интервале, г/г		
	8 3	руоных интервилов	
145/521	0.1/0.2	Пирротин в кварце	+5,5
191/307.0	0,1/0,2		+3,6
191/337.8-a	15,1	Пирит в кварце	+4,7
191/337.8-a	15,1	Халькопирит в кварце	+4,5
191/566.5	2,5	Пирит в кварце	+5,9
191/566.5	2,5	Пирротин в кварце	+6,1
191/597	0,9	Пирит в кварце	+5,4
135/184.1	15,4	Пирротин в кварце	+1,6
135/318	2,0	Пирит в кварце	+6,7
136/299	2,2		+3,8
136/364.8	15,3	Пирротин в кварце	+3.4
134/224.1	1,3	Пирит в сланце	+0.9
	Образиы м	инерализованных зон	
145/681	0,3	Пирротин в кварце	+4.5
191/520.1	0,2	Пирит в кварце	+4.8
191/520.1	0,2		+4 0
191/615.9	0,4	Пирротин в кварце	+5.0
135/415	0,5	Пирит в кварце	+1.2
135/415	0,5	Пирротин в кварце	+4 3
135/463.4	0,3	Арсенопирит в кварце	+4 6
135/463.4	0,3	Пирротин в кварце	+5.5
135/463.4	0,3	Пирротин в сланце	+0.9
	Образиы (і безпудных участков	10,9
191/194 0	0,1/0,2		+5.8
134/415 5	0,1	Пирит в кварце	+5.7
135/200	0,1		+2 0
135/285 /	0,1	Пирротин в кварце	±2.0
135/309 1	0,1	Пирит в кварце	±11.7
191/164 6	0,1	Пирротин в сланце	+4.4

Таблица 3.8 – Изотопный состав серы сульфидов месторождения Панимба

Примечание. Описание образцов приведено в таблице 4.1.

В результатах исследования наблюдается обедненность тяжелым изотопом серы сульфидов из сланца рудного интервала и минерализованной зоны. Максимальное значение δ^{34} S определено для пирита из кварца безрудного участка.

Значения изотопного состава серы δ^{34} S из различных источников составляют следующие интервалы, ‰: мантийного происхождения – от 0 до +3; в морской воде – около +20 ‰; сильно восстановленная (осадочная) сера – <<0; гранитоиды – от –10 до +15 [Интерпретация геохимических данных, 2001; Кряжев, 2017]. На рисунке 3.20 показаны вариации δ^{34} S в сульфидах месторождения Панимба и различных типах пород и вод по литературным данным.



Рисунок 3.20 – Вариации изотопного состава серы сульфидов месторождения Панимба и в разных типах пород и вод [Интерпретация геохимических данных, 2001; Кряжев, 2017]

Изотопный состав серы сульфидов месторождений Олимпиада и Эльдорадо, по нашим данным, находится в более широких интервалах – от +1,5 до +13 ‰ и от +7,8 до +17,4 ‰ соответственно.

В результате изучения изотопного состава серы сульфидов месторождения Панимба можно сделать вывод о наличии как минимум трех источников серы. Образец с тяжелым изотопом серы со значением +11,7 ‰ может свидетельствовать о вовлечении в минералообразующую систему серы осадочных пород. На наличие более легких изотопов серы могли влиять постмагматические растворы гранитоидов Чиримбинского массива и сера мантийного происхождения (см. таблицу 3.8, рисунок 3.20).

Влияние постмагматических гидротермальных растворов близлежащего Чиримбинского массива на формирование золото-кварцевых жил месторождения Панимба отмечалось и по результатам термобарогеохимических исследований жильного кварца.

3.4 ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В СУЛЬФИДАХ И ЗОЛОТЕ

Распределение *рассеянных элементов* в сульфидах и золоте месторождения оценено по данным ICP-MS (таблица 3.9).

Элемент	A	Арсенопирит			Пирит	Самор зол	одное ото	Kd*	UC**
Jieweiii	61	62	63	64	65	26-3	40-3	Ku	00
Cu	11,76	22,36	26,83	27,52	59,68	63,32	50,89	_	25
Pb	10,18	11,43	6,48	1,60	14,63	6,06	1,23	_	20
Bi	6,52	4,61	9,26	0,65	1,73	0,31	1,65	_	12,7
Zn	10,82	18,68	25,27	6,07	8,48	15,15	4,23	_	71
Sb	218,57	205,28	220,21	82,08	24,47	13,57	0,91	_	0,2
Cr	6,45	7,41	20,00	5,42	3,98	18,99	1,09	_	35
Ni	212,29	132,04	333,53	831,93	554,64	5,13	1,10	17,50	20
Со	167,79	491,19	358,00	287,83	74,63	0,54	0,17	9,05	10
Rb	1,31	1,24	3,08	0,74	2,36	0,00	0,03	135,00	112
Sr	3,67	2,96	6,11	2,44	4,83	8,88	0,92	92,00	350
W	0,61	0,65	2,65	0,07	0,07	1,38	0,45	_	2
Ba	21,15	15,69	30,84	8,39	31,53	26,04	8,22	455,50	550

Таблица 3.9 – Содержание рассеянных элементов в изученных образцах № 61–65, 26-3, 40-3, мас. %

Элемент А		рсенопири	Т	Пирротин	Пирит	Самор зол	одное ото	Kd*	UC**	
	61	62	63	64	65	26-3	40-3	110	00	
V	1,77	1,93	7,41	1,13	1,20	0,46	0,70	—	60	
Sn	0,96	0,55	2,02	0,25	0,47	0,68	0,94	_	5,5	
Та	0,21	0,15	0,41	0,01	0,01	0,12	0,02	1,35	2,2	
Zr	90,22	117,21	111,72	1,39	4,60	2,97	0,41	218,00	190	
Nb	2,24	1,92	5,25	0,05	0,09	0,12	0,02	16,00	25	
Mn	18,85	24,51	23,40	9,29	60,78	7,56	1,20	_	600	
Hf	2,13	2,73	2,71	0,03	0,10	0,11	0,01	7,15	5,8	
Но	0,13	0,22	0,36	0,01	0,06	0,01	0,00	1,40	0,8	
Th	2,32	2,87	5,32	0,06	0,09	0,19	0,09	19,50	10,7	
U	0,54	0,58	0,93	0,05	0,05	0,03	0,01	2,75	2,8	
Y	4,42	7,22	12,39	0,31	1,92	0,40	0,03	37,00	22	

Продолжение таблицы 3.9

^{*}Kd – здесь и далее в таблицах породы кординской свиты даны по [Лиханов, Ревердатто, Вершинин, 2006, среднее по двум образцам (№ Е-8 и Е-10)]; тире «–» – не определено. ^{**} UC – состав верхней коры по [McDonough, Sun, 1995].

Для вмещающего субстрата – пород кординской свиты [Лиханов, Ревердатто, Вершинин, 2006, среднее по двум образцам (№ Е-8 и Е-10)] – характерно близкларковое (относительно состава верхней коры (по [McDonough, Sun, 1995]) содержание Ni, Co, Rb, Ba, Ta, Zr, Nb, Hf, Ho, Th, U, Y, обращает внимание слабое обеднение рубидием.

Спектры концентраций рассеянных элементов в арсенопирите, сульфидах железа и золоте отличаются друг от друга, что отражает минеральную дифференциацию рассеянных элементов (см. таблицу 3.9, рисунок 3.21). Так для арсенопиритов характерны близкларковые содержания Cu, Pb, Bi, Zn, Cr, W, Zr, Hf, Ho, Th, U и Y. Минерал обогащен сурьмой, никелем и кобальтом и обеднен Rb, Sr, Ba, V, Sn, Ta, Nb, Mn. Для арсенопирита характерны схожие тренды распределения Ta, Zr, Nb, Hf, Ho, Th, U, Y относительно вмещающих пород кординской свиты, что показывает наследование состава вмещающих пород.

Для пирита и пирротина, так же как и для арсенопирита, отмечены высокие концентрации сурьмы, никеля и кобальта и близкларковые – меди и свинца. В остальном спектры сульфидов железа обнаруживают тренд обеднения всеми рассмотренными элементами. Для золота можно наблюдать заметное обогащение сурьмой, а также значимые концентрации меди, вольфрама и олова.



Рисунок 3.21 – Спайдер-диаграммы распределения рассеянных элементов в изученных образцах. Значения нормированы на состав верхней коры [McDonough, Sun, 1995]. Состав пород кординской свиты взят из работы [Лиханов, Ревердатто, Вершинин, 2006, среднее по двум образцам (№ Е-8 и Е-10)]: *а* – общая диаграмма; *б* – сульфиды железа и вмещающие породы; *в* – арсенопирит и вмещающие породы; *г* – золото и вмещающие породы

В отношении сурьмы, вольфрама и олова прослеживается подобие их распределения в арсенопирите и золоте самородном, что можно рассматривать как показатель геохимической родственности их происхождения. Остальные элементы характеризуются значительно низкими концентрациями относительно состава верхней коры, при этом минимальные концентрации обнаруживает рубидий. Из *благородных металлов* в сульфидах преобладает серебро (таблица 3.10).

Максимальные его концентрации (10,6–18,1 г/т) определены в арсенопиритах и пирите. Для образца пирротина характерно минимальное содержание металла – 3,6 г/т. Содержание золота значительно ниже и изменяется от 2,1 до 4,9 г/т. Из элементов платиновой группы преобладает палладий с концентрациями от 0,0*n* (для пирита и пирротина) до 0,4 г/т (для арсенопиритов).

Концентрации платины не превышают 0,0n г/т в арсенопиритах и 0,00n г/т в пирите, для пирротина содержание металла ниже предела обнаружения. Максимальные концентрации рения (0,0n г/т) установлены для образцов арсенопирита (N_{0} 62) и пирротина (N_{0} 64), для

93

остальных сульфидов доля рения не превышает 0,00*n* г/т. Рутений во всех сульфидах содержится в количествах не более тысячных долей грамма на тонну.

Эномонт	1	Арсенопир	ИТ	Пирротин	Пирит	Самородн	юе золото
Элемент	61	62	63	64	65	26-3	40-3
Ru	0,004	0,003	0,002	0,006	0,002	0,000	0,002
Pd	0,145	0,235	0,387	0,015	0,072	1,931	1,256
Ag	18,084	11,495	10,593	3,623	11,915	9,11*	9,82*
Pt	0,037	0,044	0,044	0,000	0,004	0,829	0,030
Au	4,920	3,608	2,395	2,626	2,111	89,47*	90,18*
Re	0,003	0,029	0,008	0,025	0,001	—	—
Au/Ag	0,27	0,31	0,23	0,72	0,18	9,82	9,18

Таблица 3.10 - Содержание благородных металлов в изученных образцах № 61-65, 26-3,40-3, г/т

* В массовых процентах по данным микрорентгеноспектрального анализа. СЭМ Tescan Vega III SBH с ЭДС Oxford X-Act, анализ выполнен в R&D центре НорНикель ИГДГиГ СФУ, г. Красноярск (аналитик С. А. Сильянов).

Самородное золото характеризуется пробой 902–908 ‰. Основным примесным элементом является серебро в количестве до 9,8 мас. %. Также характерна примеси палладия (до 1,9 г/т) и платины (до 0,8 г/т). Содержание рутения не превосходит 0,00*n* г/т, рений не определялся. Золото-серебряное отношение в сульфидах колеблется в диапазоне 0,18–0,72, а в самородном золоте возрастает до 9,18–9,82. По существующим представлениям, в месторождениях, где самородное золото является основным минералом золота и серебра, значение Au/Ag в рудах должно приближаться к величине отношения в самородном золоте [Пальянова, 2008].

На основании полученных данных можно предполагать наличие других минералов серебра (например, акантита, ютенбогаардтита и др.) в рудах месторождения Панимба. Наличие сульфидов золота и серебра не отмечалось ранее в рудах месторождения Панимба, однако на основании золото-серебряного отношения в сульфидах можно предполагать их наличие.

Редкоземельные элементы (REE) из проб арсенопирита, пирита, пирротина и золота в сумме изменяются от 0,36 до 111,13 г/т (таблица 3.11). Минимальные содержания лантанидов характерны для самородного золота (образцы № 26-3, 40-3) и пирротина (образец № 64), а наиболее высокие – для арсенопиритов (образцы № 61–63).

Подобное распределение отражает связь концентраций редкоземельных элементов с количеством микровключений и их составом в рассматриваемых минералах: наиболее высокие содержания REE характерны для арсенопирита, который наиболее богат включениями.

	А	рсенопири	T	Пирротин	Пирит	Самородн	юе золото	VA
Элемент	61	62	63	64	65	26-3	40-3	KU
La	4,815	20,410	2,762	0,254	0,950	0,553	0,088	77,5
Ce	11,487	49,491	7,325	0,601	2,015	0,968	0,183	136,5
Pr	0,908	6,014	0,710	0,045	0,193	0,087	0,016	19,5
Nd	3,283	23,796	3,004	0,150	0,789	0,294	0,039	64,5
Sm	0,661	4,762	0,874	0,030	0,214	0,053	0,010	11,5
Eu	0,110	0,633	0,195	0,010	0,053	0,015	0,002	2,0
Gd	0,601	2,761	1,103	0,040	0,260	0,066	0,008	9,45
Tb	0,094	0,279	0,202	0,006	0,046	0,010	0,001	1,3
Dy	0,580	1,234	1,477	0,041	0,270	0,062	0,007	7,3
Но	0,127	0,219	0,356	0,008	0,055	0,013	0,001	1,4
Er	0,400	0,633	1,077	0,023	0,161	0,041	0,004	4,15
Tm	0,067	0,099	0,175	0,005	0,025	0,006	0,001	0,65
Yb	0,474	0,689	1,199	0,026	0,161	0,039	0,003	4,1
Lu	0,069	0,105	0,178	0,004	0,023	0,006	0,000	0,6
∑REE	23,676	111,125	20,637	1,244	5,214	2,212	0,365	340,5

Таблица 3.11 – Содержание редкоземельных элементов в изученных образцах № 61-65, 26-3, 40-3

При нормировании на хондрит [McDonough, Sun, 1995] паттерны распределения REE характеризуются плавным уменьшением содержаний LREE ($\Sigma LREE/\Sigma HREE = 2,39-16,56$; La_n/Yb_n = 1,56-20,14) и равномерным распределением HREE (Gd_n/Yb_n = 0,74-3,24) (таблица 3.12, рисунок 3.22). Наиболее фракционированы в отношении распределения HREE и LREE образцы самородного золота ($\mathbb{N} = 40$ -3; $\Sigma LREE/\Sigma HREE = 12,89$; La_n/Yb_n = 17,32) и арсенопирита ($\mathbb{N} = 62$; $\Sigma LREE/\Sigma HREE = 16,56$; La_n/Yb_n = 20,14). Образец арсенопирита $\mathbb{N} = 63$, напротив, отличается практически прямолинейным характером хондрит-нормированного спектра (см. рисунок 3.22, *a*), индикаторные отношения для него составляют: $\Sigma LREE/\Sigma HREE = 2,39$; La_n/Yb_n = 1,56; La_n/Yb_n = 0,74.

Для вмещающих регионально-метаморфизованных пород кординской свиты, не затронутых гидротермальным процессом, отмечаются более высокая сумма REE (340,45 г/т); пологий тренд снижения концентраций REE в ряду от лантана до лютиция ($\Sigma LREE/\Sigma HREE = 10,29$; La_n/Yb_n = 12,84); равномерное распределение HREE (Gd_n/Yb_n = 1,86) (данные о концентрациях REE в неизмененных породах кординской свиты взяты из работы [Лиханов, Ревердатто, Вершинин, 2006]).

Памаратачи	Ap	осенопири	T	Пирротин	Пирит	Самородн	юе золото	VJ
Показатель	61	62	63	64	65	26-3	40-3	Кu
∑REE	23,68	111,13	20,64	1,24	5,21	2,21	0,36	340,45
∑LREE	20,49	99,71	13,80	1,05	3,95	1,90	0,33	298,00
∑MREE	0,77	5,39	1,07	0,04	0,27	0,07	0,01	13,50
∑HREE	2,41	6,02	5,77	0,15	1,00	0,24	0,03	28,95
$\sum L/\sum H$	8,50	16,56	2,39	6,88	3,94	7,82	12,89	10,29
Eu/Eu* ¹	0,53	0,53	0,61	0,90	0,68	0,75	0,72	0,58
Ce/Ce*1	1,33	1,08	1,27	1,36	1,14	1,07	1,17	0,85
Tm/Tm* ¹	1,00	0,97	1,00	1,26	1,01	0,98	1,04	1,00
TE3 ²	0,07	0,17	0,04	0,06	0,04	0,08	0,06	0,06
$TE4^2$	0,07	0,02	0,04	0,24	0,03	0,04	0,03	0,03
La_n/Yb_n^3	6,89	20,14	1,56	6,68	4,01	9,63	17,32	12,84
La_n/Sm_n^3	4,55	2,68	1,97	5,23	2,78	6,52	5,36	4,21
$\mathrm{Gd}_n/\mathrm{Yb}_n^3$	1,02	3,24	0,74	1,24	1,31	1,37	1,76	1,86
La_n/Yb_n^4	0,54	1,57	0,12	0,52	0,31	0,75	1,35	1,00
La_n/Sm_n^4	1,08	0,64	0,47	1,24	0,66	1,55	1,27	1,00
$\mathrm{Gd}_n/\mathrm{Yb}_n^4$	0,55	1,74	0,40	0,67	0,70	0,74	0,94	1,00
Th/U	4,31	4,98	5,70	1,11	2,07	6,09	12,10	7,09
Co/Ni	0,79	3,72	1,07	0,35	0,13	0,11	0,15	0,52
Hf/Sm	3,22	0,57	3,11	0,91	0,49	2,09	1,37	0,62
Nb/La	0,46	0,09	1,90	0,18	0,09	0,22	0,22	0,21
Th/La	0,48	0,14	1,93	0,23	0,10	0,35	0,97	0,25

Таблица 3.12 – Индикаторные отношения для изученных образцов № 61–65, 26-3, 40-3

¹Аномалии церия и европия рассчитаны по формулам: Ce/Ce* = Ce_n/ $\sqrt{(La_n \cdot Pr_n)}$ и Eu/Eu* = $Eu_n/\sqrt{(Sm_n \cdot Gd_n)}$, [Tetrad effect..., 2002]. Аномалия тулия вычислена аналогично: Tm/Tm* = $Tm_n/\sqrt{(Er_n \cdot Yb_n)}$.

² Расчет тэтрадного эффекта фракционирования REE (TE3, TE4) произведен по формулам, взятым из работы [Monecke, Kempe, Götze, 2002]:

$$TE3 = \sqrt{\frac{1}{2} \cdot \left(\left[\frac{Tb}{Gd^{\frac{2}{3}}Ho^{\frac{1}{3}}} - 1 \right]^2 + \left[\frac{Dy}{Gd^{\frac{1}{3}}Ho^{\frac{2}{3}}} - 1 \right]^2 \right)}, \quad TE4 = \sqrt{\frac{1}{2} \cdot \left(\left[\frac{Tm}{Er^{\frac{2}{3}}Lu^{\frac{1}{3}}} - 1 \right]^2 + \left[\frac{Yb}{Er^{\frac{1}{3}}Lu^{\frac{2}{3}}} - 1 \right]^2 \right)}.$$

³ Отношение значений, нормированных на хондрит.

⁴ Отношение значений, нормированных на состав вмещающих пород кординской свиты.



Рисунок 3.22 – Распределения REE в изученных образцах: *а* – значения нормированы на хондрит [McDonough, Sun, 1995]; *б* – значения нормированы на состав вмещающих пород кординской свиты [Лиханов, Ревердатто, Вершинин, 2006, среднее по двум образцам (№ Е-8 и Е-10)]

Значения отношений здесь и далее даются как среднее по двум образцам (№ Е-8 и Е-10). Относительно вмещающих пород все рассмотренные рудные минералы истощены REE, а паттерны их распределения в целом сходны с таковыми для вмещающих пород (за исключением образца № 63), что может указывать на вынос металлов из пород при рудообразовании [Trace element and REE geochemistry..., 2014]. Однако присутствующие отличия (разная степень дифференциации REE) могут свидетельствовать о привносе части вещества из другого источника.

Нормированные на состав вмещающих пород кординской свиты концентрации REE в рудных минералах показывают преобладающий тренд концентрирования HREE относительно LREE (отношение La_n/Yb_n изменяется от 0,12 до 1,57) (см. рисунок 3.22, δ , таблицу 3.12). В целом значения отношений $La_n/Yb_n = 0,12-1,57; La_n/Sm_n = 0,47-1,55;$ $Gd_n/Yb_n = 0,40-1,74$ отражают значительное выполаживание REE-спектров. Наиболее плоской формой характеризуется спектр самородного золота (образец № 40-3), отношения La_n/Yb_n , La_n/Sm_n , Gd_n/Yb_n которого стремятся к единице (см. рисунок 3.22, б, таблицу 3.12). Такое поведение REE указывает на наследование состава вмещающих пород [Распределение редкоземельных элементов..., 2011], а в случае с самородным золотом косвенно подтверждает выводы В. Г. Петрова [1976] о первично-осадочной природе золота региона, которое при гидротермальном процессе могло претерпеть ремобилизацию и переотложение.

Единично устанавливается наличие тэтрадного эффекта фракционирования REE для третьей (TE3) и четвертой (TE4) тэтрады (см. рисунок 3.22). В первом случае (образец № 62, арсенопирит) проявлен слабый TE3 *W*-типа, а во втором – TE4 *M*-типа (образец № 64,

97

пирротин). ТЕ4 *М*-типа обусловлен наличием слабой положительной аномалии тулия (1,26). Подобная аномалия отмечалась А. Н. Некрасовой с соавторами для самородного золота Енисейско-Восточно-Саянской провинции [Первые данные о распределении РЗЭ..., 2010]. Наличие TEREE может указывать на магматическую, или высокотемпературную, дифференциацию вещества [Tetrad effect..., 2002].

Об участии глубинного флюида при рудообразовании может свидетельствовать слабая отрицательная корреляция ΣREE и Eu/Eu*, проявленная для изученных проб [Структурные условия формирования..., 2014]. Источником такого флюида могли быть постмагматические эманации Чиримбинского массива гранитоидов, связь оруденения с которым подтверждается термобарогеохимическими исследованиями флюидных включений и определениями изотопного состава сульфидной серы [Характеристика металлоносных флюидов..., 2017]. Однако низкие концентрации REE и их паттерны с тенденцией обогащения LREE указывают на флюид метаморфического генезиса [Наталкинское золоторудное месторождение..., 2008; Волков, Мурашов, Сидоров, 2016].

Поведение европия характеризуется доминирующей отрицательной аномалией, абсолютное значение которой изменяется от 0,90 до 0,53 (см. таблицу 3.12, рисунок 3.22, а). Церий проявляет тенденцию к накоплению в изученных образцах, что выражено в положительной аномалии с абсолютными значениями от 1,07 до 1,36. Наличие отрицательных аномалий европия в комбинации с положительными – церия указывает на высокую степень восстановленности рудообразующего флюида. Индикатором окислительно-восстановительных свойств флюида является отношение Th/U, значение которого для изученных образцов выше единицы и изменяется от 1,11 до 12,10, также указывая на восстановительный характер флюида. Восстановленность рудообразующего флюида подтверждается и отношением алканов к алкенам, которое в данном случае выше единицы. В газовой фазе включений в сульфидах и кварце месторождения доминируют алканы [Характеристика металлоносных флюидов..., 2017].

Полученные данные свидетельствуют O TOM, что сульфиды И золото преимущественно концентрируют LREE и в то же время деплетированы HFSE, что подтверждается отношениями Hf/Sm, Nb/La и Th/La, значения которых обычно меньше единицы (см. таблицу 3.12). Такое поведение элементов указывает на обогащение флюида хлоридными комплексами. Обогащение гидротерм фтором ведет к одновременному концентрированию REE и HFSE, при этом отношения Hf/Sm, Nb/La и Th/La больше характерно для образца № 63 арсенопирита. По единицы, что результатам термобарогеохимических исследований также можно предполагать наличие фторидных комплексов [Характеристика металлоносных флюидов..., 2017].

98

Индикаторным отношением, указывающим на температуру образования минералов, является Co/Ni. Его значение для изученных образцов изменяется от 0,11 до 3,72 (см. таблицу 3.12). Для большинства образцов Co/Ni меньше либо близко к единице, что свидетельствует о низкой и средней температуре минералообразования. Для образца № 62 арсенопирита Co/Ni = 3,72, что может быть интерпретировано как локальное увеличение температуры при образовании минерала либо возможное влияние глубинных гидротерм [Trace element and REE geochemistry..., 2014]. Средние температуры рудообразования подтверждаются термобарогеохимическими исследованиями жильного кварца месторождения, согласно которым месторождение сформировано при температуре 117–420 °C и давлении 0,2–3,3 кбар [Характеристика металлоносных флюидов..., 2017].

Выводы

Состав руд, их геологическое положение в литолого-стратиграфическом разрезе, состав метасоматитов в матрице рудных тел свидетельствуют о золото-сульфидном типе оруденения на месторождении. Наличие теллуридов в составе руд указывает на глубинный источник рудообразующих флюидов. Минералы руд имеют неоднородный состав в пределах минерализованных зон, рудных тел как в соседних зернах, так и в пределах одного зерна, что является следствием широких вариаций термодинамических параметров гидротермальных растворов в рудолокализующем пространстве месторождения. Золото-серебряное отношение в сульфидах (0,18–0,72) и самородном золоте (9,18–9,82) указывает на возможность обнаружения в рудах минералов серебра (например, акантита, ютенбогаардтита и др.). Температура кристаллизации пирротина проходила в интервале 720–280 °C, арсенопирита – 460–300 °C. Отложение золота в сульфидных агрегатах осуществлялось при температурах 420–410, 380–370 и около 300 °C.

Изотопный состав серы сульфидов, распределение примесей в сульфидах и золоте свидетельствуют о комплексном источнике рудного вещества, указывающем на наследование состава вмещающих пород, участие метаморфогенной составляющей во флюиде и наличие признаков глубинного источника.

Рудоносные флюиды характеризуются значительной восстановленностью, что подтверждается наличием углеводородов в составе включений в кварце, сульфидах и золоте, а также положительных аномалий церия, отрицательных – европия и значением Th/U > 1. Рудообразующий флюид преимущественно средних температур отличается доминированием хлоридных комплексов. Однако нельзя исключать возможность наличия фторидов в его составе.

4 ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЖИЛЬНОМ КВАРЦЕ И ПИРРОТИНЕ

Данная глава содержит результаты термобарогеохимических исследований флюидных включений в кварцево-жильных образованиях месторождения Панимба, которые проводились в лаборатории термобарогеохимии Института геологии и минералогии Сибирского отделения Российской академии наук (г. Новосибирск).

Кварцевые жилы, жилки, прожилки и желваки в сланцевой толще рудоносных минерализованных зон отмечаются редко и обычно не связаны с рудными телами на участке Михайловском. В пределах участка руч. Золотого кварцево-жильные образования в основном приурочены к рудоносным сульфидизированным сланцам, и сами кварцевые жилы содержат сульфиды и самородное золото, но и в этом случае они не определяют количественно рудные тела. Кварц серый разных оттенков, в безрудных участках катаклазированный, водяно-прозрачный И в разной степени иногда содержит вкрапленность сульфидов, хлорита, плагиоклаза, биотита, андалузита и мусковита. В некоторых кварцевых жил зальбандах отмечается турмалин, практически В мономинеральных обособлениях. Мощность турмалиновых оторочек колеблется от первых сантиметров редко до 50 см. Турмалинизированные породы обычно развиты в лежачем боку кварцевых жил. Кварцево-жильные тела, как правило, секут сланцеватость под небольшим углом, а секущие под углами 15–90° жилы имеют плойчатый (кишечный) вид.

На основании термобарогеохимических исследований выполнен анализ физикообразования кварцевых жил следующих химических параметров вещественных комплексов месторождения: безрудных участков, минерализованных зон и рудных интервалов. По ряду параметров выделены особенности флюидного режима образования жильного кварца арсенопиритовой и пирит-пирротиновой минерализаций. Кроме того, сравнительные характеристики полученных результатов с даны литературными сведениями о физико-химических условиях формирования золоторудных объектов Енисейского кряжа.

4.1 ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Флюидные включения в жильном кварце месторождения Панимба изучены комплексом термобарогеохимических методов. Фактическим материалом для исследований послужили образцы в количестве 35 шт., отобранные из керна геологоразведочных скважин. Образцы представлены сланцами с жилами и прожилками кварца, импрегнированными пиритом, пирротином и арсенопиритом (таблица 4.1).

Номер образца, скважина/ глубина	Краткая характеристика кварца и вмещающих пород	Рудная минерализация	Содержание Аи в интервале, г/т
	Кварц рудных интервалов с арсенопиритовои.	минерализациеи	[
135/184,1	Светло-серыи полупрозрачныи кварц в зеленовато-сером узловатом сланце		15,4
191/337,8	Светло-серый кварц в зеленовато-сером неясно- тонкослоистом узловатом бластосланце		15,1
191/358	Светло-серый кварц в зеленовато-сером ритмично-тонкослоистом, узловатом сланце с редкими слойками песчаников	Пирит, пирротин, арсенопирит	0,1/2,0
191/566,5	Белый кварц в зеленовато-сером ритмично- тонкослоистом песчано-алеврито-глинистом углистом сланце с белой пятнистостью		2,5
K	варц рудных интервалов с пирит-пирротиново	й минерализацией	
134/224,1	Светло-серый полупрозрачный кварц в зеленовато-сером узловатом сланце	Пирит, пирротин	1,3
135/194,2	Светло-серый полупрозрачный кварц в зеленовато-сером узловатом сланце (тектоническая зона)	Пирротин	1,5
135/318,0	Белый непрозрачный (молочный) кварц в зеленовато-сером узловатом сланце		2,0
136/299	Серый полупрозрачный кварц в зеленовато-сером узловатом слание		2,2
136/364,8	Белый полупрозрачный кварц в зеленовато-сером узловатом слание	Пирит, пирротин	15,3
191/307	Светло-серый кварц в зеленовато-сером штриховато-тонкополосчатом узловатом кордиерит-андалузитовом сланце	Пирротин	0,1/2,0
191/597	Пятнистый (светло-серые пятна в белом) кварц в зеленовато-сером ритмично-тонкослоистом песчано-алеврито-глинистом углистом сланце	Пирит, пирротин	0,9
145/419	Белый кварц в зеленовато-сером тонкослоистом узловатом глинистом сланце		1,2
145/521	Светло-серый кварц в зеленовато-сером кордиерит-андалузитовом бластомилоните	Пирит	8,3
	Кварц минерализованных зон		
135/322,3	Светло-серый полупрозрачный кварц в зеленовато-сером двуслюдяном сланце	Пирротин, арсенопирит	0,3
135/415	Белый полупрозрачный кварц в зеленовато-сером двуслюдяном сланце	Пирротин, пирит	0,5
135/463,4	Серый полупрозрачный кварц в зеленовато-сером узловатом сланце	Пирротин, арсенопирит	0,3
135/476,5	Светло-серый полупрозрачный кварц в зеленовато-сером двуслюдяном сланце	Пирит, пирротин, арсенопирит	0,2
145/470	Жильный кварц в светло-серо-зеленом контрастно-тонкослоистом алеврито- глинистом сланце	Пирит, пирротин	0,4

Таблица 4.1 – Реестр изученных образцов жильного кварца

Продолжение таблицы 4.1

145/681	Светло-серый кварц в серо-зеленом ритмично-тонкослоистом глинистом сланце	Пирит, пирротин	0,3
145/692,5	Светло-серый кварц в зеленовато-сером кордиерит-андалузитовом бластомилоните (песчано-алеврито-глинистая пачка)	Пирротин	0,4
191/363	Жильный кварц в зеленовато-сером узловатом двуслюдяном бластомилоните		0,6
191/375	Белый кварц с синевато-серыми пятнами в зеленовато-сером ритмично-тонкослоистом песчано-алеврито-глинистом углистом сланце	Пирит, пирротин, арсенопирит	0,1
191/520,1	Светло-серый кварц в серо-зеленом тонко- штриховато-полосчатом песчано-алеврито- глинистом сланце		0,2
145/595,3	Кварц в светло-серо-зеленом ритмично- тонкослоистом алеврито-глинистом сланце	Пирит, пирротин, арсенопирит	
191/615,9	Белый с серыми пятнами кварц в зеленовато- сером тонкослоистом узловатом алеврито- глинистом андалузит-кордиеритовом сланце	Пирротин, пирит, арсенопирит	0,4
M-63/43	Пятнистый синевато-серый мелкозернистый кварц в темно-сером пелитоморфном углеродистом сланце	Халькопирит, пирит, пирротин	
M-66/153	Серый халцедоновидный кварц в неясно- тонкослоистом алеврито-глинистом углистом сланце	Пирит	0,1
Кварц безрудных участков			
134/415,5	Белый полупрозрачный кварц в песчано- алеврито-глинистом сланце	Пирит	
134/425,0	Светло-серый полупрозрачный кварц в зеленовато-сером двуслюдяном сланце	пирит	
135/200	Серий полупрозранный крари в песиано-	Пирротин, пирит	
135/285,4	алеврито-глинистом сланце	Пирротин, арсенопирит	0,1
135/309,1	Белый полупрозрачный кварц в зеленовато-сером двуслюдяном сланце	Пирит	
145/218,5	Светло-серый кварц в зеленовато-сером кордиерит-андалузитовом бластомилоните	Imput	
191/194	Светло-серый кварц в зеленовато-сером ритмично-тонкослоистом песчано-алеврито- глинистом хиастолитовом сланце	Пирит, пирротин	0,1/0,2
Мих-194/110,6	Серый кварц в зеленовато-сером тонкослоистом сланце		0,1

Исследования выполнены на индивидуальных флюидных включениях (ИФВ) в кварце, а также в валовых пробах кварца и пирротина.

Индивидуальные флюидные включения изучены в 40 кварцевых пластинках толщиной 0,3–0,5 мм микроскопией в проходящем свете при комнатной температуре, термометрией,

криометрией и Рамановской спектроскопией. По результатам исследований определены *РТХ*-параметры формирования кварцевых жил месторождения.

Термо- и криометрическими исследованиями включений установлены следующие температуры фазовых переходов: температура эвтектики (начало плавления льда – появление первых капель жидкости при оттаивании замерзшего водного раствора); температура полного плавления льда (исчезновение последнего кристаллика льда в растворе); температура общей гомогенизации (включение нагревалось до тех пор, пока в нем не оставалась одна фаза – газ или жидкость); температура растворения дочернего минерала (исчезновение кристаллика); температура частичной гомогенизации (температура гомогенизации углекислоты в газовом пузырьке); температура плавления фазы углекислоты с примесями (температура перехода из твердого состояния в жидкость в присутствии газовой фазы).

Соленость водной фазы включений определяли по температуре плавления последнего кристаллика льда в растворе и выражали в массовых процентах через эквивалент NaCl на основании диаграммы системы H₂O–NaCl [Киргинцев, Трушникова, Лаврентьева, 1972]. Состав водных растворов включений устанавливали по температурам эвтектик различных солевых систем [Борисенко, 1977; Мельников, Прокофьев, Шатагин, 2008]. Давление флюида определяли по методике, описанной в работе [Характеристика металлоносных флюидов..., 2017].

Опыты по нагреванию и замораживанию индивидуальных флюидных включений выполнены на термокриокамере Linkam THMSG-600, которая позволяет в автоматическом режиме производить измерения температур фазовых переходов в интервале от -196 до +600 °C со скоростью от 0,1 до 90,0 °C/мин. Для охлаждения использовался жидкий азот. Точность измерения составляла $\pm 0,2-0,5$ °C.

Рамановской спектроскопией изучен состав газовой фазы индивидуальных флюидных включений в жильном кварце. Исследования выполнены на оборудовании фирмы Horiba Lab Ram HR 800 с полупроводниковым детектором и твердотельным лазером с длиной волны 514 нм, мощностью 100 мВт по методике, изложенной в работах [Burke, 2001; Dubessy, Poty, Ramboz, 1989]. Диаметр сфокусированного лазерного луча составлял 1,5 мк.

Валовый состав газовой составляющей флюидных включений в кварце определен методами газовой хроматографии. Кроме того, выполнена газовая хромато-масс-спектрометрия летучих компонентов из кварца и пирротина.

Газовая хроматография проводилась на установке, собранной из хроматографов ЛХМ-8МД и ЛХМ-80, позволяющей одновременно определять следующие газы: CO₂, H₂O, CO, H₂, N₂, H₂S, SO₂; а также углеводороды от C₁ (CH₄) до C₅ из одной навески образца (аналитик Л. Н. Фомина). Образцы представлены кварцем с зернением 0,25–0,50 мм. Масса навески

составляла 300 мг. В качестве газа-поглотителя использовался гелий. Препарат нагревали до температуры 600 °C [Осоргин, 1990]. Суммарная относительная погрешность анализа для CO₂, O₂, N₂, CH₄, CO, H₂S составляет $1 \cdot 10^{-3}$ мг; для H₂, H₂O, SO₂ – (2–3)·10⁻³. Инструментальная погрешность определения, отн. %: CO₂ – до 10, H₂O – до 15, H₂ – до 22, N₂ – до 9, CH₄ – 7–10.

Хромато-масс-спектрометрия выполнена на оборудовании фирмы Thermo Scientific (USA) DSQ II MS/Focus GC. Идентификация пиков осуществлялась с использованием программного обеспечения AMDIS версии 2.66 по библиотекам масс-спектров NIST'08. Описание методики проведения анализа изложено в работах [Летучие соединения серы..., 2015; Geochemical assessment..., 2014; The synthesis of methane and heavier nydrocarbons..., 2015].

Обработка аналитических данных выполнена методами математического анализа в программах MS Excel, Statistica и Origin Pro.

4.2 ТИПЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ

Типизация индивидуальных флюидных включений выполнена согласно классификации Н. П. Ермакова [1972], которая широко используется в учебной литературе [Мельников, Прокофьев, Шатагин, 2008; Плечов, 2014] и научных публикациях [Томиленко, Гибшер, 2006; Особенности естественной электрической поляризации..., 2008; Золоторудное месторождение Герфед..., 2011; Особенности рудообразующего флюида..., 2015; *PTX*-параметры..., 2015; Источники флюидов..., 2017; Новые данные по геологии..., 2017; Характеристика металлоносных флюидов..., 2017; Минералогия и условия формирования..., 2017 и др.].

При комнатной температуре во всех образцах выделены следующие генерации индивидуальных флюидных включений в кварце: первичные, вторичные и первичновторичные.

Первичные включения наблюдаются внутри кварцевых зерен индифферентно от их границ и трещин, либо единичными представителями, либо группой до нескольких десятков с беспорядочным распределением (рисунок 4.1). Форма вакуолей округлая (вытянутая или изометричная), иногда, амебовидная, треугольная, неправильная. Размеры включений достигают 20 мк.

Вторичные включения встречаются по залеченным трещинам и в межзерновом пространстве кварцевых агрегатов, образуют субпараллельные или пересекающиеся линейно-вытянутые скопления, как правило, секущие границы кварца. Количество представителей в группе может достигать нескольких десятков. В таких включениях часто наблюдаются следы «расшнуровывания» (рисунок 4.2). Размеры редко превышают 10 мк. Форма вакуолей округлая изометричная, каплевидная.



Рисунок 4.1 – Микрофотографии (*a*, *b*, *d*, *ж*, *3*) и схемы (*б*, *c*, *e*, *u*) первичных индивидуальных флюидных включений в жильном кварце



Рисунок 4.2 – Микрофотографии вторичных индивидуальных флюидных включений в жильном кварце

В группу *первично-вторичной генерации* входят две разновидности. Первая – это группы включений, равномерно распределенных по всей матрице кварца в количестве нескольких сотен. Размер таких включений не превышает 5 мк. Вторая – линейно расположенные группы включений в количестве до пяти представителей, которые не секут границ кварца, а принадлежность их к трещинам неоднозначна. Размер таких включений достигает 10–15 мк (рисунок 4.3). В научной литературе для таких включений можно встретить определения «псевдовторичные» [Реддер, 1987, т. 1] или «мнимовторичные» [Золоторудное месторождение Герфед..., 2011].



Рисунок 4.3 – Микрофотографии первично-вторичных индивидуальных флюидных включений в жильном кварце

При комнатной температуре и температуре ниже 0 °C выделены следующие типы включений, различающиеся по фазовым соотношениям (рисунок 4.4): однофазные ($\Gamma_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$ и $\mathcal{K}_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$); двухфазные ($\mathcal{K}_{H_2O} + \Gamma$, $\mathcal{K}_{H_2O} + \mathcal{K}_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$); трехфазные ($\mathcal{K}_{H_2O} + \Gamma + KP$).

Однофазные включения типа $\Gamma_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$ и $\mathcal{K}_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$ либо объемные густой черной окраски, либо плоские светлые (рисунок 4.4, *a*, *б*). Размер таких включений от 3 до 15–20 мк. В однофазных включениях типа $\mathcal{K}_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$ при охлаждении образуется газовый пузырек углекислоты. Он хорошо заметен по более низкому показателю преломления. При охлаждении включений типа $\Gamma_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$ вокруг них может образовываться еле заметная светлая каемка – конденсат CO₂. Однофазные включения чаще наблюдаются группами до нескольких десятков представителей, образуя линейно-вытянутые цепочки. Такие включения отнесены либо ко вторичной, либо к первично-вторичной генерациям. Среди первичной генерации такие включения встречались единично.

В двухфазных включениях типов \mathcal{K}_{H_2O} + Γ и \mathcal{K}_{H_2O} + $\mathcal{K}_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$ внешняя фаза представлена солевым раствором различной концентрации (жидкая фаза), а внутренняя – газом (газовая фаза). Как правило, это темный пузырек, который отличается более низким показателем преломления (рисунок 4.4, *в*–*д*). Двухфазные включения типа $\mathcal{K}_{H_2O} + \mathcal{K}_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$ имеют водно-углекислотный состав с переменными содержаниями примесей метана и азота (рисунок 4.4, ∂). При охлаждении таких включений в центре пузырька образуется новый пузырек меньшего размера. Во включениях типа \mathcal{K}_{H_2O} + Γ газовая фаза в одних случаях представлена смесью углекислоты, метана и азота, в других – имеет монокомпонентный состав (углекислота, или метан, или азот). Двухфазные включения типов \mathcal{K}_{H_2O} + Γ и \mathcal{K}_{H_2O} + $\mathcal{K}_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$ чаще встречаются группами от 3 до 10 шт. У представителей в пределах одной группы таких включений соотношение жидкой и газовой фазы может меняться от 80:20 до 20:80. Двухфазные включения встречаются как среди первичной и первично-вторичной, так и среди вторичной генераций.

Трехфазные включения $\mathcal{K}_{H_2O} + \Gamma + KP$ состоят из трех фаз – жидкой, газообразной и кристаллической. Последняя представлена кристалликом соли NaCl, имеющим изометричный облик (рисунок 4.4, *e*). Во время нагревания таких включений растворение соли может происходить раньше исчезновения газовой фазы, параллельно или после его гомогенизации. Такие включения отнесены к вторичной генерации из-за их расположения в залеченных трещинах.



Рисунок 4.4 – Типы индивидуальных флюидных включений в жильном кварце: a, δ – однофазные (a – газовое $\Gamma_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$; δ – жидкое $\mathcal{K}_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$); e–d – двухфазные ($e, c - \mathcal{K}_{H_2O} + \Gamma$; $d - \mathcal{K}_{H_2O} + \mathcal{K}_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$); e – трехфазное ($\mathcal{K}_{H_2O} + \Gamma + KP$)

Наличие индивидуальных флюидных включений в кварце с различным соотношением фаз (от 20:80 до 90:10) в пределах одной группы является особенностью ряда золоторудных объектов Енисейского кряжа. Такие включения отмечены на месторождениях Советское, Богунайское, Герфед, Эльдорадо, Олимпиада и Доброе. При этом для вмещающих рудные тела кварцитов, слагающих жилу Магистральная месторождения Герфед, наличие включений с неравномерным распределением фаз не характерно.

Сосуществование газовых и существенно-водных включений является признаком гетерогенности исходного раствора, т. е. его кипения [Долгов, Томиленко, Гибшер, 1990; Томиленко, Гибшер, 2001; Золоторудное месторождение Герфед..., 2011; *РТХ*-параметры..., 2015; Рудоносные флюиды золоторудного месторождения..., 2018]. Кроме того, В. Ю. Прокофьев, В. Б. Наумов, О. Ф. Миронова [2017] отмечают, что минералообразующий флюид начальной фазы рудоотложения докембрийских месторождений золота часто был гетерогенным.

На золоторудных месторождениях Енисейского кряжа помимо указанных отмечается наличие других типов флюидных включений: $\mathcal{M}_{H_2O} + \mathcal{M}_{CO_2} + \Gamma_{CO_2} - \Gamma$ ерфед, Богунайское, Эльдорадо, Олимпиада, Доброе [*PTX*-параметры..., 2015; Золоторудное месторождение Герфед..., 2011; Рудоносные флюиды золоторудного месторождения..., 2018; Некрасова, Сильянов, Бурнакова, 2018]; однофазные водные образования – на Советском [Томиленко, Гибшер, 2001]; флюидные включения с черными углеродистыми (?) частичками – в кварцитах, слагающих жилу Магистральную месторождения Герфед [Золоторудное месторождение Герфед..., 2011].

4.3 РЕЗУЛЬТАТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕРМОКРИОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ

Термобарогеохимические параметры определены для 375 представительных однофазных $(\mathscr{K}_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}, \Gamma_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2})$, двухфазных $(\mathscr{K}_{H_2O} + \Gamma, \mathscr{K}_{H_2O} + \mathscr{K}_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2})$ и трехфазных $(\mathscr{K}_{H_2O} + \Gamma + KP)$ включений первичной, первично-вторичной и вторичной генераций. Всего для этих целей исследовано 20 образцов жильного кварца (40 кварцевых пластинок). Результаты приведены в таблице 4.2.
Номер	Гене-	Общая гомогенизация		r	Гемпература, ^о	С	Соленость,	, $T_{\text{плCO}_2\pm \text{CH}_4\pm \text{N}_2}$	Частична гомогениза	ая ация	Давление,
образца	рация вклю- чений ¹	$T_{\text{o.r}}, ^{\circ}\text{C}^2$	Вид ³	$T_{\text{pact.kp}}^{4}$	${T_{\scriptscriptstyle \operatorname{3BT}}}^5$	7 _{пл.льда} 6	мас. % NaCl-экв.	°C ⁷	$T_{\text{част. FCO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2}, ^{\circ}\text{C}^{8}$	Вид	кбар
			1	Кварц рудны	х интервалов о	с арсенопириг	повой минерс	илизацией			
	П, ПВ	230–390	ж, г	_	-29,533,0	-10,012,5	15,0–16,5	-57,562,0	-4,318,3	ж	1,6–2,4
191/337.8	B-a	150-220	ж	_	-20,525,0	-3,04,0	6–8	_	_		_
$(n = 23)^{-1}$	В-б	160–250	ж	170–220	-49,051,5	_	>30	_	_	-	_
	В-в	-	_	_	_	_	_	-75,083,5	-73,580,5	ж	—
	П, ПВ	290–400	ж, г, кр	_	-27,533,5	-8,014,0	12,5–18,0	-58,561,0	+16,5+17,5	ж	1,5–1,9
191/358	B-a	130–210	ж	_	-19,023,5	-2,04,0	4,5–8,0	_	_	-	—
(<i>n</i> = 16)	В-б	170–240	ж	160–180	-49,053,0	_	>30	_	_	-	—
	В-в	_	_	_	_	_	_	-95,0100,5	-79,582,1	г, ж	—
	П, ПВ	210-410	ж, г, кр	_	-28,031,0	-9,015,0	13,5–19,0	-57,665,0	+0,311	ж	1,2–2,3
191/566,5	B-a	130–190	ж	_	-25,526,0	-1,53,0	3–6	_	_	_	—
(<i>n</i> = 14)	В-б	180–260	ж	210-250	-47,550,0	_	>30	_	_	-	_
	В-в	_	_	_	_	_	_	-67,073,0	-62,069,0	ж	_
	П, ПВ	220-410	ж	_	-26,535,0	-4,011,0	8–16	-57,068,7	+13,123,0	ж, г, кр	1,2–2,2
191/615,9	B-a	160–200	ж	_	-21,522,0	-2,03,0	4,5–6,0	_	_	-	—
$(n = 21)^{-1}$	В-б	180–240	ж	200–220	-49,550,5	_	>30	_	_	-	—
	В-в	_	_	_	_	_	_	-75,5119,7	-5,7117,5	г, ж	_

Таблица 4.2 – Результаты исследований индивидуальных флюидных включений в жильном кварце (по данным термометрии и криометрии)

	Гене-	Обп	цая	r	Гемпература, ^о	С	Соленость	<i>—</i>	Частична	ая	
Номер	рация	гомоген	изация		1 , 1 ,			$T_{\text{плCO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2},$	гомогениза	ция	Давление,
образца	вклю- чений ¹	$T_{0.\Gamma}$, °C ²	Вид ³	$T_{\text{pact.kp}}^{4}$	$T_{_{\rm ЭВТ}}^{5}$	$T_{\text{пл.льдa}}^{6}$	мас. 70 NaCl-экв.	°C′	$T_{\text{част. rCO}_2 \pm CH_4 \pm N_2}, ^{\circ}C^{8}$	Вид	кбар
			Кв	арц рудных і	интервалов с п	upum-nuppon	пиновой мине	рализацией			
134/224,1 (<i>n</i> = 53)	П, ПВ	120–350	ж, г	_	-1635	-0,210,0	0,5–12,0	-57,057,2	_	—	_
136/299 (<i>n</i> = 13)	П, ПВ	132–309	ж	_	_	-0,2	0,5	_	_	_	_
136/364,8 (<i>n</i> = 30)	П, ПВ	113–420	ж, г	_	-712	-2,04,0	1,5–8,0	-57,094,0	-1275	ж, гж	_
	П, ПВ	230–400	ж, г	_	-29,034,5	-9,015,0	13,5–19,0	-57,560,0	+3,513,0	ж	_
191/597 (<i>n</i> = 9)	В-б	170–230	ж	180–210	-48,551,0	—	>30	—	—	_	_
	В-в	—	—	_				-73,460,0	-70,575,3	—	_
145/419	П	290-350	ж, кр	_	-37,040,0	-8,010,0	12,5–15,0	—	—	_	—
(<i>n</i> = 18)	В-в	—	_	—	—	—	_	-96,097,4	-90,092,0	ж	_
	П	210-340	ж	_	-35,039,0	-9,010,5	13,5–15,5	-57,559,0	-10,015,0	ж	2,1–3,1
145/521	B-a	150-180	ж	_	-18,021,5	-1,02,5	2,0–4,5	_	-	—	—
(<i>n</i> = 17)	В-б	220-240	ж	170-200	-45,048,0	—	>30	—	—	—	_
	В-в	_	_	_	—	_	_	-96,084,5	-83,075,0	ж, г, кр	—
134/415,5	П, ПВ	127-360	ж, г	_	-22,055,0	-0,20,4	0,5–8,0	-57,062,0	-10,0+24,0	Ж, Г	_
(<i>n</i> = 73)	В-б	_	_	_	-45,0	—	>30	—	—	—	_
					Кварц мин	ерализованнь	іх зон				
135/415 (<i>n</i> = 6)	П, ПВ	190	ж	—	_	_	_	-5796	-6884	ж	_
135/476,5 (<i>n</i> = 7)	П, ПВ	175–300	ж, г	_	-2530	-25	4,5–9,0	-8894	-8082	ж	_
145/470	П	255-360	ж	_	-27,228,0	-14,39,5	18,0–14,0	-60	-17	ж	_
(<i>n</i> = 8)	В-в	—	_		_			-105	-88	Г	_
145/692,5	ПВ	250-390	ж, г		-29,035,5	-6,012,0	10–16,5	-56,657,4	-3,312,5	Г	0,2–0,3
(<i>n</i> = 5)	B-a	100-190	ж	_	$-2\overline{1,027,0}$	-0,52,5	1–5			_	—

Окончание таблицы 4.2

Номер	Гене- рания	Обш гомоген	цая изация	,	Гемпература, ^о	С	Соленость,	$T_{\text{плCO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2}$	Частична гомогениза	ая ация	Лавление.
образца	вклю- чений ¹	$T_{\text{o.r}}, ^{\circ}\text{C}^2$	Вид ³	$T_{\text{pact.kp}}^{4}$	${T_{\mathfrak{SBT}}}^5$	6 Т _{пл.льда} 6	мас. % NaCl-экв.	°C ⁷ • 27	$T_{\text{uact.fCO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2, \text{o}} C^8$	Вид	кбар
M 62/42	П, ПВ	265-390	ж, г	—	-29,534,5	-6,914,5	1118,5	-56,959,0	-8,3+24,3	ж	1,0–1,5
(n - 0)	B-a	110-180	ж	-	-22,027,5	-0,52,4	1–5	—	—	—	_
(n - 9)	В-б	170-230	ж	190–200	-48,552,0	—	>30	—	—	—	-
M-194/110,6	П, ПВ	240-360	ж	—	-21,537,5	-6,810,0	11–15	-56,658,5	-9,0+11,5	ж	0,5–1,7
(<i>n</i> = 5)	B-a	170-200	ж		-26,029,0	-0,63,5	1–7	—	—	_	_
					Кварц без	зрудных участ	пков				
134/425,0 (<i>n</i> = 6)	П, ПВ	117–213	ж	Ι	-254 0	-12	2–4,5	_	_	_	_
	П,	180–350	ж		-3840	-22,010,0	15–23,3	-5866	-2517	ж	2,0–3,3
145/218,5	B-a	100-190	ж		-27,025,0	-3,01,5	6,0–3,0	—	—	—	_
(<i>n</i> = 28)	В-б	180–190	ж	150-280	-45,046,5	—	>30	—	—	_	_
	В-в	—			—	—		-8385	-81,083,1	ж	_
191/194	П, ПВ	265-410	ж, кр	_	-25,532,0	-7,014,5	11–18,5	-57,059,5	+8,2+14,6	ж	_
(<i>n</i> = 14)	B-a	165-190	ж	_	$-3\overline{3,535,0}$	-0,51,5	1–3		_	_	_

¹ Генерация флюидных включений: П – первичные и ПВ – первично-вторичные ($\mathfrak{M}_{H_2O} + \Gamma$; $\mathfrak{M}_{H_2O} + \mathfrak{M}_{CO_2 \pm CH_4 \pm N_2}$), В-а – вторичные типа Ж_{H2O} + Γ; В-б – вторичные типа Ж_{H2O} + Γ + КР; В-в – вторичные типа Ж_{CO2} ± CH₄ ± N₂, Γ_{CO2} ± CH₄ ± N₂. ² T_{o,Γ} – температура общей гомогенизации. ³ Вид гомогенизации: ж – в жидкую фазу, г – в газовую фазу, гж – гомогенизация с критическими явлениями (исчезновение границы

газ – жидкость).

⁴ $T_{\text{раст.кр}}$ – температура растворения дочернего минерала (галита?). ⁵ $T_{_{3BT}}$ – температура эвтектики. ⁶ $T_{_{Iпл.льда}}$ – температура плавления льда. ⁷ $T_{_{IплCO_2 \pm CH_4 \pm N_2}}$ – температура плавления фазы углекислоты с примесями. ⁸ $T_{_{4act.rCO_2 \pm CH_4 \pm N_2}}$ – температура частичной гомогенизации углекислоты в газовом пузырьке.

4.3.1 Температура гомогенизации

Температуры общей гомогенизации первичных и первично-вторичных включений в кварце всех образцов зафиксированы в интервале от 113 до 420 °C со следующим распределением по вещественным комплексам, °C: 117–410 – безрудные участки; 175–390 – минерализованные зоны; 113–420 – рудные интервалы с пирит-пирротиновой минерализацией; 210–410 – рудные интервалы с арсенопиритовой минерализацией. Гомогенизация происходила в жидкую или газовую фазы, иногда с критическими явлениями (исчезновение границы газ – жидкость), см. таблицу 4.2, рисунок 4.5.



Рисунок 4.5 – Распределение крайних значений температур общей гомогенизации индивидуальных флюидных включений в кварце по вещественным комплексам месторождения Панимба: *1* – кварц безрудных участков; *2* – кварц минерализованных зон; *3* – кварц рудных интервалов с пирит-пирротиновой минерализацией; *4* – кварц рудных интервалов с арсенопиритовой минерализацией

В интервале температур 275–420 °С у единичных представителей наблюдалась декрепитация (разгерметизация вакуоли), что связано с увеличением внутреннего давления включений, содержащих углекислоту.

Температуры общей гомогенизации вторичных включений составили от 100 до 220 °C со следующим распределением по вещественным комплексам, °C: 100–190 – кварц безрудных участков; 100–200 – кварц минерализованных зон; 150–180 – кварц рудных интервалов с пиритпирротиновой минерализацией; 130–220 – кварц рудных интервалов с арсенопиритовой минерализацией. Гомогенизация у вторичных включений происходила в жидкую фазу (см. таблицу 4.2, рисунок 4.5).

Температуры общей гомогенизации вторичных (гиперсоленых) включений типа $\mathcal{K}_{H_{2}O} + \Gamma + Kp$ установлены в интервале значений от 160 до 260 °C и распределились по

комплексам следующим образом, °C: 180–190 – кварц безрудных участков; 170–230 – кварц минерализованных зон; 170–240 – кварц рудных интервалов с пирит-пирротиновой минерализацией; 160–260 – кварц рудных интервалов с арсенопиритовой минерализацией. Гомогенизация включений происходила в жидкую фазу (см. таблицу 4.2, рисунок 4.5). В интервале температур от 160 до 190 °C кристаллик галита растворялся.

На рисунке 4.5 показано распределение крайних температур общей гомогенизации включений в кварце по вещественным комплексам месторождения Панимба, где для первичных, вторичных и вторичных гиперсоленых генераций установлены близкие интервалы значений. Несмотря на небольшую разницу в изменениях данного параметра по всем образцам, некоторые различия все же наблюдаются. Кварц рудных интервалов характеризуется наличием максимальных значений температур кристаллизации по всем генерациям включений. При этом у рудного кварца арсенопиритовой минерализации для первичных включений они ниже, а для вторичных – выше. Для вторичных включений в безрудном кварце и кварце минерализованной зоны установлены минимальные значения температур полной гомогенизации.

Корреляция максимальных значений температур общей гомогенизации с повышенной золотоносностью наблюдается на ряде золоторудных объектов Енисейского кряжа. Месторождение Олимпиада характеризуется безрудным кварцем с температурами гомогенизации первичных и первично-вторичных включений от 110 до 325 °С и рудным до 470 °С [Мельников, Прокофьев, Шатагин, 2008; Исследование флюидных включений..., 1994]. Для флюидов безрудного кварца месторождения Советское температуры общей гомогенизации определены в интервале 100-350 °C, а рудного - 630 °C [Томиленко, Гибшер, 2001]. Для месторождения Герфед такие температуры зафиксированы в следующих интервалах, °C: 120-230 – для безрудных кварцитов; 150-300 – для жил с содержанием золота меньше 1 г/т; 150-400 - для жил с золотоносностью до 10 г/т [Золоторудное месторождение Герфед..., 2011]. На месторождении Эльдорадо золотоносные флюиды характеризуются температурами от 180 до 490 °C, а незолотоносные – 180–350 °C [Рудоносные флюиды золоторудного месторождения..., 2018]. Для жильного кварца околорудных и вмещающих зон участка Татьянинский месторождения Доброе минимальные температуры кристаллизации определены в температурном интервале от 180 до 326 °C, для рудного – до 362 °С [Некрасова, Сильянов, Бурнакова, 2018]. Гомогенизация проходила как в жидкую, так и в газовую фазы.

Полученные результаты сопоставимы с литературными данными исследований температур общей гомогенизации флюидов, участвовавших в формировании ряда других золоторудных объектов Енисейского кряжа (таблица 4.3).

113

Таблица 4.3 – Температуры общей гомогенизации индивидуальных флюидных включений в жильном кварце золоторудных объектов Енисейского кряжа

Золоторудный		Запасы		Т _{общ.г}
объект	Значение, т	Источник	Значение, °С	Источник
		Рудные узлы		
Иочиминский	_		100–320	
Вангашский	—	Фисенко, 2016	150-405	Фисенко, 2016
Нижне- Чиримбинский	_		150–430	
1		Месторождения		
Ведуга	$A + B + C_1 + C_2 = 71,4$	О состоянии, 2015	164–368	Прокофьев, Наумов, 2017
Удерейское	$C_1 + C_2 = 14,7$	Прокофьев, Наумов, Миронова, 2017; данные ООО «НОК»	120–180 200–350	Прокофьев, Нау- мов, Миронова, 2017; Неволько, 2009
Советское	9,5 (на 2010 г.)	Официальный сайт компании ООО «Соврудник», 2018	50–630	Долгов, Томиленко, 1990; Томиленко, Гибшер, 2001; Сазонов, Сильянов, Некрасова, 2016
Доброе	$C_1 - 0,858$ $C_2 - 6,761$	Данные ОАО «Красноярскгеология», 2012	180–362	Некрасова, Сильянов, Бурнакова, 2018
Васильевское	17,2	Официальный сайт «Васильевский рудник», 2018	90–350	Сазонов, Сильянов, Некрасова, 2016
Эльдорадо	$A + B + C_1 + C_2 = 35,4$	О состоянии, 2015	180–490	Рудоносные флюиды, 2018
Благодатное	Доказанные и вероятные 272,16; $A + B + C_1 + C_2 = 243$	Официальный сайт ПАО «Полюс Золото», 2018; О состоянии,	220-400	Полева, Сазонов, 2012;
Олимпиада	Доказанные и вероятные 793,79	2015	105–495	Мельников, Прокофьев, 2008; Прокофьев, Наумов, 2017
Герфед	9,5	Официальный сайт «Васильевский рудник», 2018	120-400	Золоторудное месторождение Герфед, 2011
Богунайское	59	<i>РТХ</i> -параметры, 2015	220-420	<i>РТХ</i> -параметры, 2015

Примечание. Тире «--» означает, что промышленный потенциал золоторудных объектов не оценен.

«Линейка» интервалов температур общей гомогенизации флюидов, участвовавших в формировании месторождения Панимба и ряда других золоторудных объектов Енисейского кряжа, представлена на рисунке 4.6.



Рисунок 4.6 – Температурные интервалы полной гомогенизации флюидных включений, участвовавших в формировании золоторудных объектов Енисейского кряжа (по результатам литературного обзора)

Наиболее близкими по температурному полю образования жильного кварца (литературные и собственные данные) к месторождению Панимба являются Нижне-Чиримбинский и Вангашский продуктивные рудные узлы, а также месторождение Герфед. Участие флюидов с температурами до 200 °C отмечается на всех проанализированных месторождениях кроме Богунайского и Благодатного. При участии флюидов с температурами, превышающими 450 °C, сформированы месторождения Эльдорадо, Олимпиада и Советское.

Полученные результаты сопоставимы с экспериментальными данными других исследователей. В. Б. Наумов, В. А. Дорофеева, О. Ф. Миронова [2014], анализируя золоторудные месторождения мира, установили, что максимум из 9 392 определений температур гомогенизации флюидных включений в кварце попадает в интервал 200–300 °C, на втором месте – интервал температур 300–400 °C. Кроме того, В. Ю. Прокофьев, В. Б. Наумов, О. Ф. Миронова [2017] отмечают, что архейские минералообразующие флюиды золоторудных месторождений мира характеризуются температурами от 50 до 570 °C, а протерозойские – от 50 до 615 °C, при этом средняя температура по всем изученным ими данным (14 000 определений) у архейских выше, чем у протерозойских.

4.3.2 Давление флюида

Давление флюида для всех образцов жильного кварца установлено в интервале 0,2–3,3 кбар со следующим распределением по вещественным комплексам, кбар: 1,2–2,4 – в кварце рудных интервалов с арсенопиритовой минерализацией; 2,1–3,1 – в кварце рудных интервалов с пирит-пирротиновой минерализацией; 0,2–1,7 – в кварце минерализованной зоны; 2,0–3,3 – в кварце безрудных участков (см. таблицу 4.2, рисунок 4.7). В результатах определения давления флюида отразился широкий спектр значений температур частичной гомогенизации $CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$ индивидуальных флюидных включений в кварце, который составил интервал от –117,5 до 24,3 °C с гомогенизацией в жидкую и газовую фазы (см. таблицу 4.2).



Рисунок 4.7 – Распределение значений давления во флюиде месторождения: І – кварц безрудных участков; ІІ – кварц минерализованных зон; ІІІ – кварц рудных участков с пиритпирротиновой минерализацией; ІV – кварц рудных участков с арсенопиритовой минерализацией

Полученные результаты флюидного давления согласуются с данными литературного анализа физико-химических параметров образования докембрийских эндогенных месторождений золота. В материалах В. Ю. Прокофьева, В. Б. Наумова, О. Ф. Мироновой [2017] отмечено, что

при формировании золоторудных объектов мира давление протерозойских флюидов изменялось от 6,50 до 0,12 кбар со средним значением 2 кбар, в то время как архейских – от 6,40 до 0,33 кбар со средним значением 1,75 кбар. Если сравнивать давление флюидов, участвовавших в формировании месторождения Панимба (0,2–3,3 кбар) и других золоторудных объектов Енисейского кряжа, то наиболее близкие значения отмечаются на месторождении Олимпиада, которое формировалось в следующих интервалах давлений, кбар: 0,2–2,8 [Мельников, Прокофьев, Шатагин, 2008]; 0,25–3,04 и 0,45–2,70 [Прокофьев, Наумов, Миронова, 2017; Исследование флюидных включений..., 1994; Золотоносный арсенопирит..., 2002].

Корреляция максимальных значений флюидного давления с повышенной золотоносностью на месторождении Панимба не выявлена, в то время как на месторождениях Герфед и Советское она отмечается. Кварциты, вмещающие жилу Магистральная месторождения Герфед, формировались в интервале давлений 0,1–0,5 кбар, оперяющие кварцевые жилы с низким содержанием золота – 0,5–2,0 кбар, оперяющие кварцевые жилы с высоким содержанием золота – 1,1–2,5 кбар [Золоторудное месторождение Герфед..., 2011]. Давление при формировании безрудных зон месторождения Советское достигало 1,5 кбар, а рудных – 2 кбар [Томиленко, Гибшер, 2001].

В рамках литературного анализа физико-химических параметров формирования золоторудных объектов следует отметить месторождения, где кристаллизация несущих оруденение кварцевых жил происходила с меньшими значениями давлений флюида, чем на месторождении Панимба: это Сухой Лог (0,15–2,50 кбар) [Мельников, Прокофьев, Шатагин, 2008], Ведуга (0,12–1,82 кбар) [Прокофьев, Наумов, Миронова, 2017] со ссылкой на [Золотоносный арсенопирит..., 2002], Богунайское (0,1–1,6 кбар) [*PTX*-параметры..., 2015], Иочиминский продуктивный рудный узел (0,2–2,2 кбар) [Фисенко, 2016]. Давление флюида, при котором могли формироваться кварцевые образования Нижне-Чиримбинского и Вангашского продуктивных рудных узлов, составило 0,6–3,8 и 1,5–3,4 кбар соответственно, крайние значения которых выше, чем на месторождении Панимба [Фисенко, 2016].

4.3.3 Состав и соленость флюидов

Состав жидкой фазы изучен при криометрическом исследовании существенно-водных представителей первичных, первично-вторичных и вторичных двухфазных флюидных включений в кварце. Для растворов с концентрациями меньше эвтектической определены температурные переходы раствор – лед (температура плавления последней льдинки) – так называемая температура плавления льда в водной фазе. Для высококонцентрированных растворов установлены температуры начала плавления льда (появление первых капель воды при нагревании) – так называемая температура эвтектики.

Температуры плавления льда составили для всех образцов интервал значений от –0,2 до –15 °C, что соответствует солености 0,5–23,3 мас. % NaCl-экв.

Наиболее широким спектром значений солености водной фазы характеризуются первичные и первично-вторичные включения в кварце безрудных участков (2,0–23,3 мас. % NaCl-экв.) и в кварце рудных интервалов с пирит-пирротиновой минерализацией (0,5–19,0 мас. % NaCl-экв.). В кварце рудных интервалов с арсенопиритовой минерализацией и кварце минерализованных зон соленость водных растворов первичных и первично-вторичных включений определена в близких интервалах 8–19 и 4,5–18,5 мас. % NaCl-экв. соответственно (см. таблицу 4.2). Наибольшее количество (86 %) значений солености первичных и первично-вторичных включений во всех образцах кварца пришлось на интервал 8–19 мас. % NaCl-экв. (рисунок 4.8).

Для вторичных двухфазных включений в кварце всех образцов определен интервал солености 1–8 мас. % NaCl-экв. Также во всех образцах кварца наблюдались вторичные включения типа $\mathcal{K}_{H_2O} + \Gamma + KP$ с соленостью водных растворов более 30 мас. % NaCl-экв. (см. таблицу 4.2, рисунок 4.8).



Рисунок 4.8 – Распределение значений концентрации солей в растворе двухфазных флюидных включений в жильном кварце (П – первичные, ПВ – первично-вторичные, В – вторичные, ВГС – вторичные гиперсоленые) по вещественным комплексам: 1 – безрудные участки; 2 – минерализованные зоны; 3 – рудные интервалы с пирит-пирротиновой минерализацией; 4 – рудные интервалы с арсенопиритовой минерализацией

По результатам исследований концентрации водно-солевого раствора двухфазных флюидных включений в жильном кварце месторождения Панимба можно выделить следующие типы: низкосоленые (до 10 мас. % NaCl-экв.); средней солености (от 10 до 15 мас. % NaCl-экв.); высококонцентрированные (15–24 мас. % NaCl-экв.); гиперсоленые (больше 30 мас. % NaCl-экв.).

Участие высококонцентрированных растворов в формировании рудных тел установлено и другими исследователями флюидного режима золоторудогенеза Енисейского кряжа. Месторождения Ведуга и Удерей образовались при участии флюидов соленостью 19,3 30,3 мас. % NaCl-экв. соответственно. Для месторождения Олимпиада соленость И раствора включений определена в интервале от 3 до более 30 мас. % NaCl-экв. [Прокофьев, Наумов, Миронова, 2017]. Концентрация солей в растворе флюидов, участвовавших в формировании Нижне-Чиримбинского, Вангашского и Иочиминского продуктивных рудных узлов, составляет узкий интервал – 26,2–26,5 мас. % NaCl-экв. [Фисенко, 2016]. Рудные зоны месторождения Советского сформированы флюидами с концентрацией солей до 25, в то время как безрудные – до 8 мас. % NaCl-экв. [Долгов, Томиленко, Гибшер, 1990; Томиленко, Гибшер, 2001]. Включения в кварцевых образованиях с содержанием золота меньше 2 г/т месторождения Герфед характеризуются значениями концентрации солей в интервале 0,5–10,0, а с содержанием золота 2,8–10,0 г/т – в интервале от 4,5 до 23,3 мас. % NaCl-экв. [Золоторудное месторождение Герфед..., 2011]. Соленость флюидов, сформировавших кварц-золотоносные жилы Богунайского месторождения, достигала 19 мас. % NaCl-экв. [PTX-параметры..., 2015]. Концентрация растворов первичных и первично-вторичных включений в жильном кварце месторождения Благодатное составляет от 12,5 до 23,0 мас. % NaCl-экв. [Особенности естественной электрической поляризации..., 2008; Полева, Сазонов, 2012]. Месторождение Эльдорадо сформировано флюидами с соленостью до 22 мас. % NaCl-экв. при участии гиперсоленых с соленостью больше 30 мас. % NaCl-экв. [Рудоносные флюиды золоторудного месторождения..., 2018]. Для месторождения Васильевского соленость флюидов определена в интервале 6-8 мас. % NaCl-экв. [Сазонов, Сильянов, Некрасова, 2016]. Соленость первичных и первично-вторичных флюидных включений в жильном кварце месторождения Доброе (Советский рудный узел) составляет 4,5-20,0 мас. % NaCl-экв. [Некрасова, Сильянов, Бурнакова, 2018].

В. Ю. Прокофьев, В. Б. Наумов, О. Ф. Миронова [2017], исследуя физико-химические параметры докембрийских золоторудных объектов мира, отмечают, что концентрация солей в минералообразующем флюиде протерозойских месторождений составляет 0,1–68,0 мас. % NaCl-экв. с долей слабосоленых флюидов 29 % от общего количества изученного материала (11 000 определений), а архейских – 0,1–63,0 мас. % NaCl-экв. с долей слабосоленых 38 %, при этом интервал значений солености водных флюидов протерозойских месторождений шире, а средняя величина – выше.

Наличие гиперсоленых флюидов с соленостью больше 30 мас. % NaCl-экв. может быть связано с воздействием близлежащих гранитоидных массивов [Характеристика металлоносных флюидов..., 2017; Рудоносные флюиды золоторудного месторождения..., 2018 и др.].

Температуры эвтектики солевого раствора включений в кварце для всех образцов определена в интервале от –7 до –55 °C. Соответствие полученных результатов с температурами эвтектики водно-солевых систем установлено по материалам [Борисенко, 1977; Мельников, Прокофьев, Шатагин, 2008].

Для жидкой фазы первичных и первично-вторичных включений в кварце рудных участков с арсенопиритовой минерализацией температуры эвтектики определены в самом узком интервале – от –26,5 до –35,0 °C (см. таблицу 4.2, рисунок 4.9). Данный интервал соответствует следующим водно-солевым системам: FeCl₂–H₂O; MgCl₂–H₂O; MgCl₂–NaCl–H₂O. Подобные водно-солевые системы встречались во всех образцах.

Более широкий спектр значений составляют температуры эвтектики растворов первичных и первично-вторичных включений безрудного кварца – от –25 до –40 °C (см. таблицу 4.2, рисунок 4.9). Данный интервал соответствует эвтектикам следующих водно-солевых систем: FeCl₃–H₂O; FeCl₂–H₂O; NaCl–FeCl₂–H₂O; Na₂CO₃–K₂CO₃–H₂O; MgCl₂–H₂O; MgCl₂–NaCl–H₂O; MgCl₂–KCl–H₂O. Кварц минерализованных зон характеризуется наличием таких включений с температурами эвтектики жидкой фазы от –21,5 до –37,5 °C (см. таблицу 4.2, рисунок 4.9), что указывает на возможное присутствие в растворе включений следующих водно-солевых систем: KF–H₂O; NaCl–KF–H₂O; NaCl–Na₂SO₄–H₂O; NaCl–Na₂B₅O₈–H₂O; NaCl–KCl–H₂O; FeCl₃–H₂O; MgCl₂–H₂O; MgCl₂–NaCl–H₂O; MgCl₂–H₂O; NaCl–KCl–H₂O; NaCl–KCl–H₂O; MgCl₂–H₂O; NaCl–KCl–H₂O; NaCl–Na₂SO₄–H₂O; NaCl–Na₂B₅O₈–H₂O; NaCl–KCl–H₂O; FeCl₃–H₂O; MgCl₂–NaCl–H₂O; MgCl₂–H₂O; NaCl–KCl–H₂O; NaCl–KCl–H₂O; NaCl–KCl–H₂O; MgCl₂–NaCl–H₂O; MgCl₂–H₂O; NaCl–KCl–H₂O; MgCl₂–NaCl–H₂O; MgCl₂–KCl–H₂O.

Самым широким спектром значений температур эвтектики характеризуются первичные и кварце рудных первично-вторичные включения В участков с пирит-пирротиновой минерализацией – от –7 до –55 °C (см. таблицу 4.2, рисунок 4.9), что соответствует следующим KCl $-H_2O$; NaCl-H₂O; NaCl–NaF–H₂O; NaCl-Na₂CO₃-H₂O: водно-солевым системам: NaCl–NaHCO₃–H₂O; $KF-H_2O;$ NaCl-KF- H_2O ; NaCl-Na₂SO₄- H_2O ; NaCl-Na₂B₅O₈-H₂O; NaCl-KCl-H₂O; FeCl₃-H₂O; FeCl₂-H₂O; NaCl-FeCl₂-H₂O; Na₂CO₃-K₂CO₃-H₂O; MgCl₂-H₂O; MgCl₂–NaCl–H₂O; MgCl₂–KCl–H₂O; CaCl₂–NaCl–H₂O.

Значения температур эвтектики жидкой фазы вторичных двухфазных включений в кварце минерализованных зон и рудных участков определены в интервале от -18 до -29 °C (см. таблицу 4.2, рисунок 4.9), что указывает на возможное присутствие в составе раствора водно-солевых систем: NaCl-H₂O; NaCl–NaF–H₂O; NaCl-Na₂CO₃-H₂O; следующих NaCl–NaHCO₃–H₂O; $KF-H_2O;$ NaCl-KF-H₂O; NaCl $-Na_2SO_4-H_2O;$ NaCl $-Na_2B_5O_8-H_2O$; NaCl-KCl-H₂O. Такие включения безрудного кварца характеризуются более узким интервалом температур эвтектики, при этом наблюдается смещение в сторону более низких значений от -25 до -35 °C (см. таблицу 4.2, рисунок 4.9). Данный интервал соответствует температурам эвтектик следующих водно-солевых систем: FeCl₂-H₂O; MgCl₂-H₂O; MgCl₂-NaCl-H₂O.

Для трехфазных включений в кварце всех образцов температуры эвтектики жидкой фазы составили интервал значений от -45 до -53 °C (см. таблицу 4.2, рисунок 4.9), что указывает на возможное присутствие в составе раствора следующих водно-солевых систем: CaCl₂–H₂O; CaCl₂–KCl–H₂O; CaCl₂–MgCl₂–H₂O; CaCl₂–MgCl₂–H₂O; CaCl₂–MgCl₂–H₂O. Наличие кристаллика NaCl в таких включениях свидетельствует о том, что водная фаза представлена смесью хлоридов натрия и кальция [*PTX*-параметры..., 2015; Характеристика металлоносных флюидов..., 2017].



Рисунок 4.9 – Распределение значений температур эвтектики жидкой фазы включений в кварце. Красным цветом обозначены первичные и первично-вторичные включения, черным – вторичные включения. Серым цветом выделены интервалы значений температур эвтектик основных компонентов водно-солевых систем по данным [Борисенко, 1977; Мельников, Прокофьев, Шатагин, 2008]. Основные компоненты, входящие в состав эвтектической смеси, подписаны

Ранее хлориды натрия и кальция были отмечены в составе жидкой фазы флюидных включений жильного кварца на месторождениях Енисейского кряжа Советское и Эльдорадо, а на Васильевском – хлориды натрия и калия [Сазонов, Сильянов, Некрасова, 2016]. На месторождении Советском для первичных и первично-вторичных флюидных включений безрудных зон характерно преобладание хлорида кальция, а для тех же генераций включений жильного кварца рудных зон – хлоридов магния и натрия [Томиленко, Гибшер, 2001]. Преобладание хлорида магния в составе водно-солевого раствора отмечается в первичных и первично-вторичных генерациях включений золотоносного жильного кварца на месторождении включений золотоносного жильного кварца на месторождении

Богунай, во вторичных низко-соленых – хлорида натрия, во вторичных водно-солевых – хлоридов натрия и кальция [*PTX*-параметры..., 2015]. Преимущественно хлориды натрия содержатся в составе раствора флюидных включений в кварце вмещающих продуктивную жилу Магистральная кварцитов и в кварце оперяющих жил с низким содержанием золота месторождения Герфед, а кварцевые жилы с содержанием золота 2,8–10,0 г/т характеризуются включениями, в составе раствора которых преобладают хлориды магния и кальция [Золоторудное месторождение Герфед..., 2011]. Состав солевого раствора включений в жильном кварце месторождения Доброе характеризуется наличием преимущественно хлоридов натрия и магния [Некрасова, Сильянов, Бурнакова, 2018]. В материалах В. Ю. Прокофьева, В. Б. Наумова, О. Ф. Мироновой [2017] отмечено, что при сравнительном анализе крупных и суперкрупных месторождений архея и протерозоя особенно заметна роль хлоридных рассолов в формировании крупных золоторудных объектов последних.

4.3.4 Температура плавления фазы углекислоты

Температуры плавления фазы углекислоты ($CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$) определены в первичных и первично-вторичных двухфазных, а также во вторичных однофазных включениях. Результаты по всем образцам составили температурный интервал от -56,6 до -119,7 °C, что свидетельствует о наличии как существенно углекислотных включений, так и включений, содержащих в газовой фазе примеси [Мельников, Прокофьев, Шатагин, 2008].

Самым узким интервалом значений температур плавления $CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$ характеризуются включения безрудного кварца – от –57 до –85 °C (см. таблицу 4.2, рисунок 4.10).



Рисунок 4.10 — Распределение крайних значений температур плавления $CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$ во включениях кварца: 1 — кварц безрудных участков; 2 — кварц минерализованных зон; 3 — кварц рудных интервалов с пирит-пирротиновой минерализацией; 4 — кварц рудных интервалов с арсенопиритовой минерализацией

Газовая фаза флюидных включений в кварце минерализованных зон содержит больше примесей, так как переход из твердого состояния в жидкость (в присутствии газовой фазы) происходил при температурах от -56,6 до -105 °C. Температуры плавления $CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$ во включениях в рудном кварце определены в самом широком интервале и составили: для кварца с арсенопиритовой минерализацией – от -57,0 до -119,7 °C; для кварца с пирит-пирротиновой минерализацией – от -57,0 до -97,4 °C (см. таблицу 4.2, рисунок 4.10).

В результате определения температур плавления газовой смеси в индивидуальных включениях жильного кварца месторождения Панимба установлен ее поликомпонентный состав, детальному изучению которого посвящен следующий раздел данной работы.

4.4 СОСТАВ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ

Состав газовой фазы флюидных включений изучен на индивидуальных флюидных включениях в жильном кварце методами рамановской спектроскопии и термокриометрии (14 образцов). Валовый состав летучих в жильном кварце определен методами газовой хроматографии (34 образца) и хромато-масс-спектрометрии (4 образца). Кроме того, методом хромато-масс-спектрометрии изучен компонентный состав флюидных включений из пирротина. По результатам исследований рассчитаны параметры, в разной степени характеризующие условия формирования кварцево-жильных образований следующих вещественных комплексов: безрудные участки, минерализованные зоны арсенопиритовой и пирит-пирротиновой минерализаций, рудные интервалы арсенопиритовой И пиритпирротиновой минерализаций. Сравнительный анализ полученных характеристик с литературными данными позволил сделать выводы об особенностях образования золотокварцевых жил месторождения Панимба.

4.4.1 Результаты и интерпретация раман-спектроскопических исследований флюидных включений в кварце

Методом Рамановской спектроскопии определен состав газовой фазы индивидуальных флюидных включений в жильном кварце. Всего изучено 132 однофазных и двухфазных представителя первичной и первично-вторичной генераций (рисунок 4.11).

Для 38 % включений методом термокриометрии определены температура плавления смеси $CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$, температура частичной гомогенизации углекислоты с примесями, а также вид гомогенизации. Окислительно-восстановительные условия формирования золото-кварцевых жил оценены по показателю CH_4/CO_2 .



Рисунок 4.11 – Микрофотографии типичных первичных и первично-вторичных флюидных включений в кварце, исследованных рамановской спектроскопией: *1*–*10* – включения образца № 135/476,5, Au = 0,2 г/т, кварц минерализованной зоны с арсенопиритовой минерализацией; *11–16* – включения образца № 136/364,8, Au = 15,3 г/т, кварц рудного участка с пиритпирротиновой минерализацией, размер включений 10–20 мкм

Результаты. В газовой фазе всех изученных включений в кварце выявлено присутствие трех компонентов – CO₂, CH₄, N₂, максимумы Рамановских спектров которых определены в следующих частотных интервалах, см⁻¹: углекислота CO₂ – 1 281–1 283 и 1 385; метан CH₄ – 2 910–2 913, азот N₂ – 2 326 (рисунок 4.12).



Рисунок 4.12 – Типичные рамановские спектры углекислоты (зеленые), метана (красные) и азота (синие) газовой фазы первичных и первично-вторичных флюидных включений в кварце: *а*, *б* – образец № 135/476,5, *в* – образец № 136/364,8

По преобладанию CO₂, CH₄, N₂ выделены следующие группы включений, мол. %: существенно азотсодержащие (N₂ – 50,3–100,0); существенно метансодержащие (CH₄ – 52–100); существенно углекислотные (CO₂ – 51–100). Соотношение CH₄/CO₂ колеблется в широком интервале – от 0,01 до 99,00. Треть проанализированных включений имеют монокомпонентный состав (таблица 4.4).

В кварце безрудных участков исследовано шесть включений, газовая фаза которых имеет монокомпонентный метановый состав.

В кварце рудных участков с арсенопиритовой минерализацией исследовано 32 включения, у 24 из них существенно углекислотный состав, 7 представителей существенно метансодержащие и одно включение в газовой фазе содержит 100 % N₂ (рисунок 4.13). Отношение содержаний метана и углекислоты варьируется от 0,01 до 26,84.

Номер образца	Темпер	атура, °С		C		0/	
Аи в	T	T	Вид	Содер	жание, м	10Л. %	CH ₄ /CO ₂
интервале, г/т)	$I_{\Pi\Pi}CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$	$I_{\text{Hact.rCO}_2} \pm CH_4 \pm N_2$	гомоге- низации	CH ₄	CO ₂	N_2	
	Кварц руднь	іх участков арсен	опиритово	й минерс	ллизации		·
	-75,3	_	_	52,00	33,40	14,60	1,56
	-75,3	_	_	55,60	29,80	14,60	1,87
	-58,6	-9	ж	0,00	100,00	0,00	0,00
	-56,6	-5	ж	0,30	99,70	0,00	0,00
	-59,7	-8,5	ж	29,30	59,70	11,00	0,49
191/337 8	-58,4	2	ж	2,10	97,90	0,00	0,02
(15,1)	-57,8	6	ж	0,70	99,30	0,00	0,01
	-57,8	2	ж	1,00	99,00	0,00	0,01
	-57,8	-3,4	ж	1,60	98,40	0,00	0,02
	-57,3	-15,3	ж	0,80	99,20	0,00	0,01
	-56,7	-19	ж	0,20	99,80	0,00	0,00
	—	_	ж	0,00	100,00	0,00	0,00
	_	_		0	0	100	
135/200	_	_	—	83,2	3,1	13,7	26,84
(0,1)	_	_	_	100	0	0	_

Таблица 4.4 – Результаты раман-спектроскопических и криометрических исследований газовой фазы первичных и первично-вторичных флюидных включений в кварце

Номер образца (солержание	Темпе	ратура, °С		Сала		ион 0/	
Аи в	T		Вид	Содер	жание, м	10,11. %	CH ₄ /CO ₂
интервале, г/т)	$I_{\Pi\Pi CO_2} \pm CH_4 \pm N_2$	$I_{\text{част. rCO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2}$	гомоге- низации	CH ₄	CO_2	N_2	
	-65,00	-	_	5,50	94,50	0,00	0,06
	-67,40	-12,20	ж	10,00	90,00	0,00	0,11
	-59,60	-18,00	ж	3,30	94,10	2,60	0,04
	-59,30	9,40	ж	4,90	95,10	0,00	0,05
	-59,30	9,40	ж	5,30	94,70	0,00	0,06
	-59,10	11,00	ж	4,60	95,40	0,00	0,05
	-59,10	11,00	ж	4,30	95,70	0,00	0,04
	-59,10	11,00	ж	9,90	90,10	0,00	0,11
191/566,5	_	_	_	3,50	96,50	0,00	0,04
(2,5)	_	_	_	5,40	94,60	0,00	0,06
	_	_	_	3,60	96,40	0,00	0,04
	_	_	_	4,30	95,70	0,00	0,04
	-59,1	3,9	ж	2,50	97,50	0,00	0,03
	-59,5	_	ж	53,70	0,00	46,30	
	-59,3	-3,9	ж	11,70	88,30	0,00	0,13
	_	_	_	90,00	10,00	0,00	9,00
	_	_	_	100,00	0,00	0,00	_
	Кварц рудных	к участков пирит-п	пирротиное	зой мине	рализаці	iu	
	_	_	_	100	0	0	_
	_	-	_	100	0	0	_
	_	-	_	8	92	0	0,09
	_	_	_	100	0	0	_
134/415,5	_	_	—	2	98	0	0,02
(0,1)	_	_	_	0	100	0	0,00
	_	_	_	29	71	0	0,41
	-	_	_	100	0	0	_
	_	_	_	100	0	0	_

Номер образца	Темпер	атура, °С		C		0/	
Аи в	T	Т	Вид	Содер	жание, м	ЮЛ. %	CH ₄ /CO ₂
интервале, г/т)	$I_{\Pi \Pi CO_2} \pm CH_4 \pm N_2$	$I_{\text{част. rCO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2}$	гомоге- низации	CH ₄	CO ₂	N_2	
/	_	_	_	5	95	0	0,05
	_	_	_	100	0	0	_
	_	_	—	87	0	13	_
	_	—	_	0,5	99,5	0	0,01
134/415,5	_	_	_	2	98	0	0,02
(0,1)	_	_	_	1	99	0	0,01
	_	_	—	4	96	0	0,04
	_	_	_	100	0	0	_
	_	_	—	2	98	0	0,02
	_	_	_	100	0	0	_
	-64	-14	ж	11	78	11	0,14
	-62	-12	ж	4	93	3	0,04
	-63	-12	ж	4	93	3	0,04
	-63	-31	ж	10	87	3	0,11
	-63	-31	ж	9	88	3	0,10
	-63	-31	ж	17	81	3	0,21
	_	_	_	100	0	0	_
136/364.8	_	_	_	100	0	0	_
(15,3)	_	_	_	0	90	10	0,00
	_	_	_	100	0	0	_
	_	_	_	78	0	22	_
	_	_	_	100	0	0	_
	_	_	_	100	0	0	_
	_	_	_	100	0	0	_
	_	_	—	30	0	70	_
	_	_	—	9	85	6	0,11
	_	_	—	91	0	9	_

Номер образца (солержание	Темпер	атура, °С		Салар	WOULD N	ион 0/	
Аи в	T	T	Вид	Содер	жанис, м	10,11. 70	CH ₄ /CO ₂
интервале, г/т)	$I_{\Pi\Pi CO_2} \pm CH_4 \pm N_2$	$I_{\text{ част. rCO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2}$	гомоге- низации	CH ₄	CO ₂	N_2	
136/364,8	_	—	_	100	0	0	—
(15,3)	_	_	_	97	0	3	_
	_	_	_	35	64	1	0,55
	_	_		100	0	0	
135/194,2	_	_	_	100	0	0	
(1,0)	_	_	_	100	0	0	_
K	Сварц минерализо	ованной зоны пири	т-пирроти	новой м	инерализ	ации	
	-56,7	-6,4	ж	0	100	0	0,00
	-56,9	-7,6	ж	0	100	0	0,00
145/692.5	—	_	_	100	0	0	
(0,4)	_	_	_	100	0	0	_
	-56,6	-3,4	ж	0	100	0	0,00
	-57,4	-12,5	ж	2,2	97,8	0	0,02
	_	_	ж	98,20	0,00	1,80	—
	_	_	ж	100,00	0,00	0,00	_
	_	_	_	0,00	100,00	0,00	0,00
	_	_	ж	98,00	0	2	_
	-95,00	_	_	0,00	33,90	66,10	0,00
	_	_	_	48,40	10,10	41,50	4,79
145/681	_			99,00	1,00	0,00	99,00
(0,3)	_	_	ГЖ	91,20	0,00	8,80	_
	_	_	ГЖ	100,00	0,00	0,00	_
	_	_	ГЖ	100,00	0,00	0,00	_
	_	_	ГЖ	100,00	0,00	0,00	_
	_		ж	26,80	0,00	73,20	_
	_	_	_	100,00	0,00	0,00	_
	_	_	_	100,00	0,00	0,00	_

Номер образца	Темпер	атура, °С		C		0/	
Аи в	T	Т	Вид	Содер	жание, м	10Л. %	CH ₄ /CO ₂
интервале, г/т)	$I_{\Pi\Pi CO_2} \pm CH_4 \pm N_2$	Температура, °С Вид гомоге- низации Гиаст.гСО2 ± CH4 ± N2 Вид гомоге- низации – – –	CH ₄	CO ₂	N_2		
145/681	_	_	ГЖ	29,10	0,00	70,90	—
(0,3)	_	_	ГЖ	28,40	0,00	71,60	—
	—	_	_	100	0	0	—
	_	_	_	100	0	0	_
135/415 (0.5)	_	_	_	71	0	29	_
	_	_	_	11	0	89	_
	_	_	_	67	0	33	_
	-56,6	11,5	ж	0	100	0	0,00
	-58	-9	ж	0,9	99,1	0	0,01
194/110,6	-56,6	_	_	0	100	0	0,00
(0,1)	-56,6	_	—	0	100	0	0,00
	-56,6	_	_	0	100	0	0,00
	-56,6	_	_	0	100	0	0,00
	Кварц минералі	ізованной зоны ар	сенопирито	эвой мин	ерализаі	ļИИ	
	_	_	_	28,4	21,4	50,3	1,33
	_	_	_	0	16,8	83,2	0,00
	_	_	_	0	45	55	0,00
135/322,3 (0,3)	_	_	_	0	0	100	—
	_	_	—	10	90	0	0,11
	_	_	_	0,7	97,2	2,1	0,01
	_	_	_	0	100	0	0,00
	-88	-80	ж	57	43	0	1,33
	-95	-80	ж	28	72	0	0,39
135/476 5	-95	-81	ж	73	27	0	2,70
(0,2)	-95	-81	ж	71	29	0	2,45
	-95	-81	ж	71	29	0	2,45
	-94	-82	ж	41	51	8	0,80

Окончание таблицы 4.4

Номер образца (солержание	Темпеј	оатура, °C				Солержание мол %				
Аи в		T GO L GU L	N	Вид	(Содер	жа	ние, м	10,11. %	CH ₄ /CO ₂
интервале, г/т)	I плCO2 ± CH4 ± N2	1 yact.rCO ₂ ± CH ₄ ±	^N 2	низац	е- ии	CH_4	0	CO_2	N_2	
	-94	-82		ж		63		24	13	2,63
135/476.5	_	_		_		25		75	0	0,33
(0,2)	-94	-82		ж	70			30	0	2,33
	-94	-92	ж		61		26	13	2,35	
	_	_		_		100		0	0	_
	_	_		—		100		0	0	_
191/375 (0,1)	_	_		_		0	8	81,6	18,4	0,00
	_	-		—		0	1	100	0	0,00
		Кварц безру	дне	ых учасі	тков	•				•
	_	-		_	10	0 0		0		_
	_	_		_	10	0 0		0		—
	_	_		_	10	0 0		0		—
134/425 (0,1)	_	_		_	10	0 0		0		—
	_	_		_	10	0 0		0		_
	_	_		_	10	0 0		0		_

В кварце рудных участков с пирит-пирротиновой минерализацией исследовано 40 включений, 20 из которых существенно метансодержащие (16 имеют монокомпонентный метановый состав), 19 – существенно углекислотные (одно из них – 100 % CO₂), одно включение существенно азотсодержащего состава (рисунок 4.13). Отношение содержаний метана и углекислоты варьируется от 0,01 до 0,55.

В кварце минерализованной зоны пирит-пирротиновой минерализации исследовано 33 включения, которые характеризуются наличием всех трех групп включений. Половина из них монокомпонентного (метанового или углекислотного) состава, одно включение в газовой фазе содержит 100 % N₂ (рисунок 4.13). Соотношение содержаний метана и углекислоты варьируется от 0,01 до 99,00 (см. таблицу 4.4).

В кварце минерализованной зоны арсенопиритовой минерализации исследовано 27 включений, которые характеризуются наличием всех трех групп, а также наблюдаются представители с газовой фазой монокомпонентного (углекислотного, азотного или метанового)

состава (рисунок 4.13). Отношение содержаний метана и углекислоты варьируется от 0,01 до 2,70 (см. таблицу 4.4).



Рисунок 4.13 – Тройная диаграмма состава газовой фазы первичных и первично-вторичных флюидных включений в жильном кварце по данным рамановской спектроскопии: *1–3* – образцы кварца: *1* – безрудных участков; *2* – минерализованных зон (а – с пирит-пирротиновой минерализацией; б – с арсенопиритовой минерализацией); *3* – рудных участков (а – с пирит-пирротиновой минерализацией; б – с арсенопиритовой минерализацией)

Значения температур плавления газовой смеси $CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$, определенные методом криометрии, сопоставимы с результатами рамановской спектроскопии и нашли отражение в составе газовой фазы включений. Получены следующие интервалы, °C: от –56,6 до –75,3 – для кварца рудных участков с арсенопиритовой минерализацией; от –62 до –64 – для кварца рудных участков с пирит-пирротиновой минерализацией; от –56,6 до –95 – для кварца минерализованных зон (см. таблицу 4.4). Для кварца безрудных участков температура плавления смеси $CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$ не определена из-за маленького размера включений в кварце. Значения температур

частичной гомогенизации в углекислотных включениях для всех образцов составили от –92 до 11,5 °C, что свидетельствует о широком спектре плотностей флюида.

В газовой фазе двух включений образца № 135/476,5 в области определений зафиксировано три пика с частотными сдвигами в 1 351, 1 581, 2 700 см⁻¹. Такой набор пиков характерен для твердого углеродистого вещества (графита) с двумерноразупорядоченной структурой и дефектами графеновых слоев [Бискэ, Колодей, 2014; Филиппов, 2014; Применение методов комбинационного рассеяния..., 2010; Графиты Тургеневского и Тамгинского месторождений..., 2013].

Интерпретация результатов. Рамановской спектроскопией в газовой фазе флюидных включений определены углекислота, метан и азот. При этом треть включений имели монокомпонентный (CO₂ или CH₄, или N₂) состав. Восстановленность флюидов месторождения Панимба оценена по коэффициенту CH₄/CO₂, который находится в интервале значений 0,01– 99,00. Наличие богатых углекислотой и восстановленными газами флюидов, а также их монокомпонентность отмечаются многими исследователями как докембрийских месторождений золота, так и в целом природного минералообразующего флюида.

По данным [Burke, 2001], Рамановские спектры углекислоты, метана и азота, определенные лазером с длиной волны 514 нм, характеризуются частотными максимумами в 1 285 и 1 388, 2 917, 2 331 см⁻¹ соответственно. Пики всех трех компонентов газовой фазы флюидных включений в жильном кварце месторождения Панимба смещены в область низких частот, что предполагает их повышенную плотность [Burke, 2001]. Включения плотных газов, содержащих газовые смеси, характерно для месторождений протерозоя [Прокофьев, Наумов, Миронова, 2017].

По данным А. А. Томиленко, Н. А. Гибшер [2001], флюиды месторождения Советского имеют следующий состав, мол. %:

- рудная зона (*n* = 36): CO₂ - 0-98,2; CH₄ - 0-88,7; N₂ - 3,3-100,0; H₂S - 0-0,7;

- безрудная зона (*n* = 14): CO₂ -70,0-98,1; CH₄ - 0,3-19,9; N₂ - 0,6-19,9; H₂S - 0-0,1.

Кварцево-жильные образования месторождения Герфед характеризуются следующим составом, мол.%:

- кварциты с содержанием золота меньше 1 г/т (n = 5): CO₂ - 98,5-99,7; CH₄ - 0,3-1,5; N₂ - 0;

– оперяющие жилы с содержанием золота меньше 1 г/т (n = 16): CO₂ − 0−85,1;
CH₄ − 14,9−100,0; N₂ − 0−5,3;

– оперяющие жилы с содержанием золота 2,8–10,0 г/т (n = 25): CO₂ − 74,0–97,9;
CH₄ − 1,7–19,9; N₂ − 0–11,4.

На месторождениях Советское и Герфед также отмечается корреляция золотоносности с содержанием углекислоты и азота [Томиленко, Гибшер, 2001; Золторудное месторождение Герфед..., 2011].

Существенные отличия состава газовой фазы наблюдаются на месторождении Богунайское со следующими содержаниями компонентов (*n* = 31), мол. %: CO₂ – 92,2–100,0; CH₄ – 0–7,8; N₂ – 0 [*PTX*-параметры..., 2015].

По данным В. Б. Наумова, В. А. Дорофеева, О. Ф. Мироновой [2009], интервалы содержаний основных компонентов газовой фазы природных минералообразующих флюидов, полученные методом раман-спектроскопии, составили от 0 до 100 мол. %. Из 3 049 определений углекислота установлена в 1881 включении со средним содержанием 63,65 мол. %, метан – в 1 835 (среднее значение составило 19,91 мол. %), азот – в 1 508 (среднее значение составило 19,91 мол. %), азот – в 1 508 (среднее значение составило 16,76 мол. %).

Сравнивая результаты Рамановской спектроскопии флюидов месторождения Панимба с аналогичными данными других золоторудных объектов Енисейского кряжа, можно отметить наибольшую схожесть состава газовой фазы включений в жильном кварце по низкому содержанию азота с месторождением Благодатное (для 17 включений, мол. %: $CO_2 - 0-94$; $CH_4 - 1,0-98,5$; $N_2 - 1,0-51,5$) [Томиленко, Гибшер, 2006], а тяготение к монокомпонентности – с месторождением Олимпиада ($CO_2 - 0-100$ мол. %; $CH_4 - 0-100$ мол. %; $N_2 - 0-95$ мол. %) [Прокофьев, Наумов, Миронова, 2017; Исследование флюидных включений..., 1994].

4.4.2 Результаты и интерпретация газовой хроматографии флюидных включений в кварце

Методом газовой хроматографии определен валовый состав газовой фазы флюидных включений в мономинеральных фракциях кварца. Полученные экспериментальные данные позволили рассчитать ряд показателей: суммарное содержание газов во флюиде; долю воды во водно-углекислотный коэффициент $CO_2/(CO_2 + H_2O)$. флюиде; Окислительноформирования кварцевых образований -восстановительные условия месторождения оценивались по коэффициентам CH₄/CO₂ и (CO + H₂ + CH₄ + N₂)/CO₂. Сравнительный анализ результатов с литературными данными позволил выявить особенности состава газовой фазы флюидов жильного кварца месторождения.

Результаты. Во флюидах всех навесок кварца (34 шт.) определены содержания одинакового набора компонентов – H₂O, CO₂, CH₄, CO, H₂, N₂ – с преобладанием углекислоты и воды (таблица 4.5). В малых количествах обнаружены углеводороды: этан C₂H, ацетилен C₂H₂ и этилен C₂H₄.

Номер	Au,		Co	одержан	ие, отн.	%		Сум соде	марное ржание	$CO_{2}/(CO_{2} + H_{2}O)$	CH./CO.	$(CO + H_{2} + CH_{1} + N_{2})/CO_{2}$	Доля воды
образца	Γ/T	CO_2	H ₂ O	CH_4	H ₂	СО	N_2	отн. %	мг/кг	$CO_2(CO_2 + H_2O)$		$(00 + 11_2 + 011_4 + 10_2)/00_2$	во флюиде
							Квар	рџ безр	удных уч	астков			
135/309,1	0,1	3,60	95,92	0,18	0,18	0,12	0,00	100	1 668,0	0,04	0,05	0,13	0,96
134/425	0,1	4,16	95,01	0,12	0,59	0,12	0,00	100	1 684,0	0,04	0,03	0,20	0,95
145/218,5	0,1	1,15	98,78	0,06	0,00	0,00	0,00	100	954,6	0,01	0,05	0,05	0,99
191/194	0,2	8,85	90,71	0,44	0,00	0,00	0,00	100	452,0	0,09	0,05	0,05	0,91
Средн по безруд участк	ее цным ам	4,44	95,11	0,20	0,19	0,06	0,00	100	1 189,7	0,04	0,05	0,11	0,95
				Квс	арц мин	ерализс	ванной	зоны і	nupum-nu	рротиновой мине	ерализациі	l	
66/153	0,1	6,13	93,41	0,07	0,00	0,00	0,39	100	1 027,7	0,06	0,01	0,07	0,93
194/110,6	0,1	44,11	54,79	0,27	0,00	0,00	0,82	100	730,0	0,45	0,01	0,02	0,55
191/307	0,1/2,0	16,06	82,57	0,92	0,00	0,00	0,46	100	436,0	0,16	0,06	0,09	0,83
145/681	0,3	8,36	90,16	0,82	0,00	0,00	0,66	100	1 220,0	0,08	0,10	0,18	0,90
145/470	0,4	1,91	97,92	0,17	0,00	0,00	0,00	100	418,7	0,02	0,09	0,09	0,98
145/692,5	0,4	10,91	88,31	0,13	0,00	0,00	0,65	100	770,0	0,11	0,01	0,07	0,88
63/43	0,4	8,38	90,70	0,34	0,00	0,00	0,57	100	871,0	0,08	0,04	0,11	0,91
135/415	0,5	3,36	95,26	1,31	0,00	0,07	0,00	100	535,4	0,03	0,39	0,41	0,95
Средн по компл	ее іексу	12,40	86,64	0,50	0,00	0,01	0,44	100	751,1	0,13	0,09	0,13	0,87

Таблица 4.5 – Результаты исследований валового состава газовой фазы флюидных включений в кварце по данным газовой хроматографии

Номер	Au,		Co	одержан	иие, отн.	%		Сум соде	марное ржание				Доля воды
образца	г/т	CO ₂	H ₂ O	CH_4	H ₂	СО	N ₂	отн. %	мг/кг	$CO_2/(CO_2 + H_2O)$	CH_4/CO_2	$(CO + H_2 + CH_4 + N_2)/CO_2$	во флюиде
				K	варц мі	інерали	зованн	ой зонь	і арсеноп	иритовой минер	ализации		
191/375	0,1	11,07	87,50	0,36	0,00	0,00	1,07	100	560,0	0,11	0,03	0,13	0,88
191/520,1	0,2	7,00	92,44	0,56	0,00	0,00	0,00	100	714,0	0,07	0,08	0,08	0,92
135/322,3	0,3	7,24	91,68	0,97	0,00	0,12	0,00	100	829,0	0,07	0,13	0,15	0,92
135/463,4	0,3	13,97	84,98	0,23	0,58	0,23	0,00	100	859,0	0,14	0,02	0,08	0,85
145/595,3	0,4	0,85	99,10	0,05	0,00	0,00	0,00	100	1 412,7	0,01	0,06	0,06	0,99
Средн по компл	ее іексу	8,03	91,14	0,43	0,12	0,07	0,21	100	874,94	0,08	0,06	0,10	0,91
					Кварц р	удных з	участк	ов пирі	ım-nuppo	тиновой минерал	изации		
134/415,5	0,1	11,22	86,93	1,68	0,00	0,17	0,00	100	356,6	0,11	0,15	0,17	0,87
134/224,1	1,3	7,86	90,41	1,57	0,00	0,16	0,00	100	508,8	0,08	0,20	0,22	0,90
191/597	0,9	19,84	78,05	0,65	0,00	0,00	1,46	100	615,0	0,20	0,03	0,11	0,78
145/419	1,2	3,41	95,98	0,62	0,00	0,00	0,00	100	646,0	0,03	0,18	0,18	0,96
135/194,2	1,5	2,64	96,67	0,26	0,35	0,08	0,00	100	1 137,9	0,03	0,10	0,26	0,97
145/521	8,3	3,05	94,18	2,77	0,00	0,00	0,00	100	361,0	0,03	0,91	0,91	0,94
145/521	8,3	7,82	90,18	2,00	0,00	0,00	0,00	100	499,0	0,08	0,26	0,26	0,90
136/364,8-1	15,3	33,26	58,21	8,32	0,00	0,21	0,00	100	240,5	0,36	0,25	0,26	0,58
136/364,8-2	15,3	18,92	79,46	1,51	0,00	0,11	0,00	100	528,6	0,19	0,08	0,09	0,79
Средн по компл	ее іексу	12,00	85,56	2,15	0,04	0,08	0,16	100	543,71	0,12	0,24	0,27	0,86

Окончание таблицы 4.5

Номер образца	Аи, г/т	Содержание, отн. %						Суммарное содержание		$CO_{2}/(CO_{2} + H_{2}O)$	CH/CO	$(CO + H_a + CH_i + N_a)/CO_a$	Доля воды
		CO ₂	H ₂ O	CH_4	H_2	CO	N_2	отн. %	мг/кг	$CO_{2'}(CO_{2} + \Pi_{2}O)$		$(00 + 11_2 + 011_4 + 10_2)/00_2$	во флюиде
Кварц рудных участков арсенопиритовой минерализации													
191/363	0,6	18,64	78,25	0,81	0,00	0,00	2,30	100	869,0	0,19	0,04	0,17	0,78
191/615,9	0,4	28,57	66,07	1,79	0,00	0,00	3,57	100	560,0	0,30	0,06	0,19	0,66
135/200	0,1	31,25	67,71	0,52	0,00	0,52	0,00	100	384,0	0,32	0,02	0,03	0,68
191/337,8	15,1	6,85	92,36	0,32	0,00	0,00	0,48	100	628,0	0,07	0,05	0,12	0,92
191/337,8	15,1	6,02	92,85	0,38	0,00	0,00	0,75	100	797,0	0,06	0,06	0,19	0,93
135/184,1	15,4	20,52	78,68	0,57	0,00	0,23	0,00	100	877,0	0,21	0,03	0,04	0,79
191/358	2,0	30,14	65,75	2,74	0,00	0,00	1,37	100	730,0	0,31	0,09	0,14	0,66
191/566,5	2,5	14,46	82,89	1,76	0,00	0,00	0,88	100	567,0	0,15	0,12	0,18	0,83
Среднее по комплексу		19,56	78,07	1,11	0,00	0,09	1,17	100	676,5	0,20	0,06	0,13	0,78
Среднее по рудному участку		15,56	82,04	1,66	0,02	0,09	0,64	100	606,2	0,16	0,15	0,21	0,82

Содержание углекислоты во флюидах кварца исследуемых вещественных комплексов составило (среднее по вещественному комплексу), отн. %: безрудные участки – 1,15–8,85 (4,44); минерализованная зона пирит-пирротиновой минерализации – 1,91–44,11 (12,4); минерализованная зона арсенопиритовой минерализации – 0,85–13,97 (8,03); рудные интервалы пирит-пирротиновой минерализации – 2,64–33,26 (12); рудные интервалы арсенопиритовой минерализации – 6,02–31,25 (19,56) (см. таблицу 4.5).

Содержание воды во флюидах кварца исследуемых вещественных комплексов составило (среднее по вещественному комплексу), отн. %: безрудные участки – 90,71–98,78 (95,11); минерализованная зона пирит-пирротиновой минерализации – 54,79–97,92 (86,64); минерализованная зона арсенопиритовой минерализации – 84,98–99,1 (91,14); рудные интервалы пирит-пирротиновой минерализации – 58,21–96,67 (85,56); рудные интервалы арсенопиритовой минерализации – 58,21–96,67 (85,56); рудные интервалы арсенопиритовой минерализации – 65,75–92,85 (78,07) (см. таблицу 4.5).

Содержание метана во флюидах кварца исследуемых вещественных комплексов составило (среднее по вещественному комплексу), отн. %: безрудные участки – 0,06–0,44 (0,2); минерализованная зона пирит-пирротиновой минерализации – 0,07–1,31 (0,5); минерализованная зона арсенопиритовой минерализации – 0,05–0,97 (0,48); рудные интервалы пирит-пирротиновой минерализации – 0,26–8,32 (2,15); рудные интервалы арсенопиритовой минерализации – 0,32–2,74 (1,11) (см. таблицу 4.5).

Содержание азота во флюидах кварца исследуемых вещественных комплексов составило (среднее по вещественному комплексу), отн. %: безрудные участки – 0; минерализованная зона пирит-пирротиновой минерализации – 0–0,82 (0,44); минерализованная зона арсенопиритовой минерализации – 0–1,07 (0,21); рудные интервалы с пирит-пирротиновой минерализацией – 0–1,46 (0,16); рудные интервалы с арсенопиритовой минерализацией – 0–3,57 (1,17) (см. таблицу 4.5). С повышением содержания золота в кварце содержание азота также увеличивается.

Распределение значений показателей состава газовой фазы флюидных включений в кварце по вещественным комплексам месторождения представлено на рисунке 4.14.

Показатель суммарного содержания газов во флюиде жильного кварца всех образцов определен в интервале значений 240,5–1 684,0 мг/кг (рисунок 4.14, *a*). Максимальная газонасыщенность установлена для безрудного кварца – 452– 1 684 мг/кг (со средним значением по комплексу 1 190 мг/кг), а минимальная – для рудного – от 240,5 до 1 137,9 мг/кг (со средним значением по комплексу 610,5 мг/кг). Флюиды кварца арсенопиритовой минерализации более газонасыщены, чем пирит-пирротиновой. В материалах В. Ю. Прокофьева, В. Б. Наумова, О. Ф. Мироновой [2017] отмечено, что рудообразующие флюиды протерозойских месторождений наиболее газонасыщены по сравнению с архейскими.

137



Рисунок 4.14 — Изменение показателей состава газовой фазы в жильном кварце месторождения по данным газовой хроматографии: a — суммарное содержание газов; δ — доля воды во флюиде; ϵ — водно-углекислотный коэффициент CO₂/(CO₂ + H₂O); c, ∂ — окислительно-восстановительные коэффициенты: c — CH₄/CO₂; ∂ – (CO + H₂ + CH₄ + N₂)/CO₂

Показатель доли воды во флюиде жильного кварца всех образцов определен в интервале 0,58–0,99 с увеличением от рудного к безрудному (рисунок 4.14, б). Максимальное среднее значение 0,95 установлено для кварца безрудных участков и вошло в интервал 0,91–0,99.

Для летучих кварца минерализованной зоны данный показатель ниже 0,88 и соответствует интервалу 0,83–0,99. Для газовой составляющей включений рудного кварца определено минимальное среднее содержание воды 0,82. Интервал значений – 0,66–0,97. В составе флюидов кварца арсенопиритовой и пирит-пирротиновой минерализаций по данному параметру существенной разницы не установлено.

Водно-углекислотный коэффициент CO₂/(CO₂ + H₂O) для всех образцов составил 0,01–0,32, в том числе: для кварца безрудных участков – 0,01–0,09 (среднее 0,04); для кварца

138

минерализованных зон – 0,01–0,45 (среднее 0,11). Самый широкий интервал установлен для рудного кварца – 0,03–0,32 (среднее 0,16). Арсенопиритовая и пирит-пирротиновая минерализации по данному показателю разделились неравномерно: со средними значениями 0,20 и 0,12 – для рудных участков; 0,08 и 0,13 – для минерализованной зоны (см. рисунок 4.14, e). В средних значениях данного параметра отмечается увеличение доли углекислоты от безрудного кварца к рудному. Вариации коэффициента CO₂/(CO₂ + H₂O) интерпретируются как признак кипения флюида, что является благоприятным фактором для отложения золота [Томиленко, Гибшер, 2001; Золоторудное месторождение Герфед..., 2011; *PTX*-параметры..., 2015 и др.].

Коэффициенты, характеризующие восстановительно-окислительные условия образования кварцевых жил, CH_4/CO_2 и ($CO + H_2 + CH_4 + N_2$)/ CO_2 меняются в интервалах, соответственно (в скобках указано среднее значение по комплексу): 0,03–0,05 (0,046) и 0,05–0,2 (0,11) – в кварце безрудных участков; 0,01–0,39 (0,088) и 0,02–0,41 (0,13) – в кварце минерализованных зон с пиритпирротиновой минерализацией; 0,02–0,13 (0,064) и 0,06–0,15 (0,1) – в кварце минерализованных зон с пиритпирротиновой минерализацией; 0,02–0,13 (0,064) и 0,09–0,91 (0,27) – в кварце рудных участков с пиритпирротиновой минерализацией; 0,02–0,12 (0,06) и 0,03–0,19 (0,13) – в кварце рудных участков с пиритпирротиновой минерализацией (см. рисунок 4.14, c, d). В изменении данных параметров наблюдается тренд увеличения восстановленности от безрудного кварца к рудному. При этом рудный кварц с арсенопиритовой минерализацией характеризуется более окислительными условиями образования, чем кварц с пирит-пирротиновой. Самый широкий спектр значений данного параметра определен для рудного кварца, а самый узкий – для безрудного.

Интерпретация результатов. Методом газовой хроматографии в газовой фазе включений в жильном кварце месторождения Панимба определены основные компоненты – вода и углекислота, а также метан, азот. Преобладание воды и углекислоты в составе флюидов кварцевых образований, по данным газовой хроматографии, с широкими вариациями соотношений их содержаний отмечается на ряде золоторудных объектов Енисейского кряжа: Олимпиада и Ведуга [Прокофьев, Наумов, Миронова, 2017; Золотоносный арсенопирит..., 2002], Герфед [Золоторудное месторождение Герфед..., 2011], Благодатное [Особенности естественной электрической поляризации..., 2008], Богунайское [*PTX*-параметры..., 2015], Иочиминское рудопроявление, Нижне-Чиримбинский и Вангашский продуктивные рудные узлы [Фисенко, 2016], Эльдорадо [Рудоносные флюиды золоторудного месторождения..., 2018], а также на ряде докембрийских месторождений золота мира [Прокофьев, Наумов, Миронова, 2017]. В результатах хроматографического анализа жильного кварца месторождений Советское, Богунайское, Герфед, Эльдорадо, Олимпиада отмечается тренд к обогащенности флюидов углекислотой в рудных зонах и водой – в безрудных. Корреляция изменчивости окислительно-восстановительных условий с золотоносностью, установленная по данным газовой хроматографии, также отмечена на месторождении Герфед [Золоторудное месторождение Герфед..., 2011].

Наиболее близкими к месторождению Панимба по количеству летучих во флюидах жильного кварца рудных интервалов (240,5–1 137,9) являются кварцевые образования с содержанием золота меньше 1 г/т месторождения Герфед (288–1 046). По сравнению с другими золоторудными объектами Енисейского кряжа (оперяющие жилы с содержанием золота 2,8–10,0 г/т месторождения Герфед, Богунайское, Советское, Нижне-Чиримбинский и Вангашский продуктивные узлы, Иочиминское рудопроявление) флюиды месторождения Панимба обеднены летучими [Золоторудное месторождение Герфед..., 2011; *РТХ*-параметры..., 2015; Томиленко, Гибшер, 2001; Фисенко, 2016]. Возможно, это связано с меньшей проницаемостью пород для гидротермальных растворов [*РТХ*-параметры..., 2015].

4.4.3 Результаты и интерпретация газовой хромато-масс-спектрометрии флюидных включений в кварце и пирротине

В результате хромато-масс-спектроскопических исследований в газовой фазе флюидных включений жильного кварца и пирротина определены углекислота, вода, азот, широкий спектр углеводородных соединений и их производных, а также серосодержащие и азотсодержащие соединения (таблица 4.6).

Группы соединений, входящих в состав летучих компонентов флюидных включений, представлены следующими веществами:

- парафины (алканы): метан CH₄, этан C₂H₆, н-пропан C₃H₈, н-бутан C₄H₁₀, 2-метилпропан C₄H₁₀, н-пентан C₅H₁₂, н-гексан C₆H₁₄, н-гептан C₇H₁₆, н-октан C₈H₁₈, н-нонан C₉H₂₀, н-декан C₁₀H₂₂, н-ундекан C₁₁H₂₄, н-додекан C₁₂H₂₆, 5-метилдодекан C₁₃H₂₈, н-тридекан C₁₃H₂₈, н-тетрадекан C₁₄H₃₀, н-пентадекан C₁₅H₃₂, н-гексадекан C₁₆H₃₄, н-гептадекан C₁₇H₃₆, н-октадекан C₁₈H₃₈, н-нондекан C₁₉H₄₀;

– олефины (алкены): 2-метил-1-пропен C₄H₈, 1-бутен C₄H₈, 1-гексен C₆H₁₂, 1-гептен C₇H₁₄, 1-октен C₈H₁₆, 1-нонен C₉H₁₈, 1-децен C₁₀H₂₀, (Z)-2-ундецен C₁₁H₂₂, 1-додецен C₁₂H₂₄, 1-гексадецен C₁₆H₃₂;

– арены: бензол C₆H₆, толуол C₇H₈, этилбензол C₈H₁₀, бутилбензол C₁₀H₁₄, пентилбензол C₁₁H₁₆, гексилбензол C₁₂H₁₈, гептилбензол C₁₃H₂₀, октилбензол C₁₄H₂₂;

– спирты и эфиры: метанол CH₄O, этанол C₂H₆O, 1-бутанол C₄H₁₀O, фенол C₆H₆O, этиловый эфир C₄H₁₀O, бутиролактон C₄H₆O₂, у-валеролактон C₅H₈O₂, метилметакрилат C₅H₈O₂, изобутиловый метилфталат C₁₃H₁₆O₄, дипропилфталат C₁₄H₁₈O₄, диизобутилфталат C₁₈H₂₆O₄;

Таблица 4.6 – Состав летучих компонентов флюидных включений, извлеченных при механическом разрушении кварца и пирротина по данным газовой хромато-масс-спектрометрии

	Кол	ичество	$A, \%^{-1},$ в образцах 2								
Группы соединений	наименований		№ 145/681		№ 145/419		№ 191/337,8		№ 191/615,9		
	в кварце	в пирротине	Кварц	Пирротин	Кварц	Пирротин	Кварц	Пирротин	Кварц	Пирротин	
	ватические углеводороды										
Парафины (алканы)	16	39	2,578	2,92	23,946	6,39	8,06	4,91	11,655	3,14	
Олефины (алкены)	8	12	0,215	0,66	1,125	0,25	2,77	0,05	0,107	0,08	
		Цикл	клические углеводороды								
Арены	5	10	0,358	4,03	2,455	1,9	2,44	0,3	0,11	0,56	
Сумма алифатических и цикличе	Сумма алифатических и циклических углеводородов					8,54	13,27	5,26	11,872	3,77	
		Кислород	содерж	ащие углево	дороды						
Спирты и эфиры	7	10	0,289	1,01	3,377	0,15	3,142	0,03	0,268	0,35	
Альдегиды	18	21	1,705	1,83	33,384	0,63	18,35	0,1	0,485	0,29	
Кетоны	11	17	1,724	0,71	12,965	0,28	4,469	0,02	0,422	0,09	
Карбоновые кислоты	4	9	0,258	3,52	2,543	1,59	0,242	0,11	0,011	0,79	
Гетероциклические углеводороды											
Фураны 9 10			0,411	5,25	5,405	0,21	1,287	0,03	0,089	0,25	
Сумма кислородсодержащих и г углеводородов	4,387	12,33	57,674	2,87	27,49	0,3	1,275	1,76			
Сумма углеводоро	7,538	19,93	85,2	11,41	40,76	5,55	13,147	5,53			

	Кол	ичество	A , % 1 , в образцах 2								
Группы соединений	наименований		№ 145/681		№ 145/419		№ 191/337,8		№ 191/615,9		
	в кварце	в пирротине	Кварц	Пирротин	Кварц	Пирротин	Кварц	Пирротин	Кварц	Пирротин	
	лнения, содержащие серу										
Диоксид серы	1	_	_	—	0,187	_	0,357	—	0,058	_	
Сульфиды	3	4	1,191	0,82	4,085	0,08	1,789	0,73	0,155	0,48	
Серосодержащие соединения	_	15	_	0,91	—	0,35	—	4,15	_	0,73	
Сумма соединений, содер	1,191	1,73	4,272	0,43	2,146	4,88	0,213	1,21			
Азотсодержащие соединения											
Азотсодержащие соединения	_	2	_	0,05	—	_	—	—	—	0,06	
Неорганические соединения											
Вода Н ₂ О			21,007	27,93	4,595	30,81	1,728	27,24	15,581	19,34	
Диоксид углерода СО ₂			70,326	50,43	4,774	54,25	56,275	61,25	68,99	72,56	
Азот N_2			_	_	1,161	0,11	—	1,07	2,063	1,13	
Сумма газов			100	100	100	100	100	100	100	100	
$CO_2/(CO_2 + H_2O)^3$			0,77	0,64	0,51	0,64	0,97	0,69	0,82	0,79	
Алканы/алкены 4			12,0	4,41	21,3	25,66	2,9	103,85	108,9	41,81	
Парафины: тяжелые C ₅ –C ₁₇ /легкие C–C ₄ ⁵			0,8	1,14	0,60	0,32	3,20	0,01	0,02	0,6	

¹ А – нормализованная площадь, отношение площади компонента газовой смеси к сумме площадей всех компонентов в TICхроматограмме. ²Описание образцов: № 145/681 (Au = 0,3) – кварц минерализованной зоны пиритпирротиновой минерализации; № 145/419 (Au = 1,2) – кварц рудного интервала с пиритпирротиновой минерализацией; № 191/337,8 (Au = 15,1), № 191/615,9 (Au = 0,4) – кварц рудных участков с арсенопиритовой минерализацией.

 3 CO₂/(CO₂ + H₂O) – водно-углекислотный коэффициент.

⁴ Алканы/алкены — отношение суммарного содержания алканов к суммарному содержанию алкенов в составе газовой фазы флюидов кварца.

⁵ Тяжелые С₅–С₁₇/легкие С–С₄ – отношение сумм содержаний тяжелых парафинов к легким парафинам, входящим в состав газовой фазы флюидных включений.

– альдегиды: этаналь C₄H₄O, 2-пропеналь C₃H₄O, н-пропаналь C₃H₆O, 2-метил-2-пропеналь C₄H₆O, 2-бутеналь C₄H₆O, 2-метилпропаналь (изобутаналь) C₄H₈O, н-бутаналь C₄H₈O, 3-метилбутаналь C₅H₁₀O, 2-метилбутаналь C₅H₁₀O, н-пентаналь C₅H₁₀O, фурфурол C₅H₄O₂, н-гексаналь C₆H₁₂O, бензальдегид C₇H₆O, н-гептаналь C₇H₁₄O, н-октаналь C₈H₁₆O, н-нонаналь C₉H₁₈O, н-деканаль C₁₀H₂₀O, н-ундеканаль C₁₁H₂₂O, н-додеканаль C₁₂H₂₄O, н-тридеканаль C₁₃H₂₆O, н-пентадеканаль C₁₅H₃₀O;

– *кетоны*: 2-пропанон C_3H_6O , 2-бутанон C_4H_8O , 2, 3-бутандион $C_4H_6O_2$, 2-пентанон $C_5H_{10}O$, циклопентанон C_5H_8O , 2-гексанон $C_6H_{12}O$, 2-гептанон $C_7H_{14}O$, 2-октанон $C_8H_{16}O$, 6-метил-2-гептанон $C_8H_{16}O$, 2-нонанон $C_9H_{18}O$, 2-деканон $C_{10}H_{20}O$, 2-ундеканон $C_{11}H_{22}O$, 2-тридеканон $C_{13}H_{26}O$, 2-тетрадеканон $C_{14}H_{28}O$;

– карбоновые кислоты: уксусная $C_2H_4O_2$, пропановая $C_3H_6O_2$, бутановая $C_4H_8O_2$, 3-метилбутановая $C_5H_{10}O_2$, пентановая $C_5H_{10}O_2$, гексановая $C_6H_{12}O_2$, гептановая $C_7H_{14}O_2$, октановая $C_8H_{16}O_2$, нонановая $C_9H_{18}O_2$;

– *фураны*: 2, 3-дигидрофуран C₄H₆O, 3-метилфуран C₅H₆O, 2-метилфуран C₅H₆O, 2-этилфуран C₅H₈O₂, 2-н-пропилфуран C₇H₁₀O, 2-н-бутилфуран C₈H₁₂O, 2-н-пентилфуран C₉H₁₄O, 2-н-гексилфуран C₁₀H₁₆O, 2-н-гептилфуран C₁₁H₁₈O, 2-н-октилфуран C₁₂H₂₀O;

– серосодержащие соединения – диоксид серы SO₂, тиофен C₄H₄S, 2-метилтиофен C₅H₆S, 3-метилтиофен C₅H₆S, 2-этилтиофен C₆H₈S, 3-этилтиофен C₆H₈S, 2-пропилтиофен C₇H₁₀S, 3-бутилтиофен C₈H₁₂S, 2-бутилтиофен C₈H₁₂S, 2-пентилтиофен C₉H₁₄S, 2-гексилтиофен C₁₀H₁₆S, 2-гептилтиофен C₁₁H₁₈S, 2-октилтиофен C₁₂H₂₀S, 2-нонилтиофен C₁₃H₂₂S, 2-децилтиофен C₁₄H₂₄S;

– сульфиды: диметилдисульфид $C_2H_6S_2$, карбонилсульфид COS, сероуглерод CS_2 , сероводород H_2S ;

- азотсодержащие соединения: бензонитрил C₇H₅N, фталимид C₈H₅NO₂.

На рисунке 4.15 показан фрагмент масс-хроматограммы летучих компонентов из кварца и пирротина образца № 191/615,9. Основными составляющими флюидов кварца и пирротина являются вода, углекислота и углеводороды. Максимальные содержания воды и углекислоты установлены для образца кварца № 145/681 (H₂O – 21 отн. %, CO₂ – 70 отн. %) минерализованной

зоны. Также флюиды кварца данного образца характеризуются отсутствием серосодержащих соединений и азота. На углеводороды пришлось 3,2 отн. %. Флюиды пирротина образца № 145/681 содержат среднее количество воды (27,93 отн. %), минимальное – углекислоты (50,43 отн. %) и максимальное – углеводородов (19,93 отн. %). На долю соединений, содержащих серу и азот, приходится 1,73 и 0,05 отн. % соответственно. Азот во флюидах пирротина данного образца не определен (см. таблицу 4.6).



Рисунок 4.15 – Фрагменты масс-хроматограмм летучих компонентов из кварца и пирротина золоторудного месторождения Панимба (образец № 191-615,9): А – ТІС – полный ток ионов; Б – сумма по m/z (43 + 57 + 71 + 85); В – сумма по m/z 60; Г – сумма по m/z 97. Принятые обозначения летучих компонентов: a – из кварца: 1 – метан CH₄; 2 – диоксид углерода CO₂; 3 – вода H₂O; 4 – карбонилсульфид COS; 5 – н-пропан C₂H₈; 6 – 2-метилпропан C₄H₁₀; 7 – этанол C₂H₆O; 8 – 2-пропанон C₃H₈O; 9 – 2-бутанон C₄H₈O; 10 – уксусная кислота C₂H₄O₂; 11 – гептан C₇H₁₆; 12 – гексаналь C₆H₁₂O; 13 – октан C₈H₁₈; 14 – гептаналь C₇H₁₄O; 15 – нонан C₉H₂O; 16 – 2-октанон C₈H₁₆O; 17 – нонаналь C₉H₁₈O; 18 – 2-деканон C₁₉H₂₀O; 19 – додекан C₁₂H₂₆; 20 – ундеканаль C₁₁H₂₂O; 21 – тетрадекан C₁₄H₃₀; 6 – из пирротина: 1 – метан CH₄; 2 – диоксид углерода CO₂; 3 – карбонилсульфид COS; 4 – вода H₂O; 5 – бутан C₄H₁₀; 6 – 2-пропанон C₃H₆O; 7 – уксусная кислота C₂H₄O₂; 8 – 2-метилтиофен C₅H₆S; 9 – 3-метилтиофен C₅H₆S; 10 – 2-этилтиофен C₆H₈S; 11 – пентановая кислота C₅H₁₀O₂; 12 – 2-пропилтиофен C₇H₁₀S; 13 – гексановая кислота C₆H₁₂O₂; 14 – 2-бутилтиофен C₈H₁₂S;
15 – 2-пентилтиофен C₉H₁₄S; 16 – 2-гексилтиофен C₁₀H₁₆S; 17 – тридекан C₁₃H₂₈; 18 – 2-гептилтиофен C₁₁H₁₈S; 19 – ундеканаль C₁₁H₂₂O; 20 – тетрадекан C₁₄H₃₀; 21 – 2-нонилтиофен C₁₃H₂₂S; 22 – пентадекан C₁₆H₃₄; 23 – тридеканаль C₁₃H₂₆O; 24 – гексадекан C₁₆H₃₄; 25 – октадекан C₁₈H₂₈

В кварце рудного участка пирит-пирротиновой минерализации на долю воды и углекислоты приходится по 4,5 отн. %, остальной объем – на углеводороды (28 отн. %), кислородсодержащие соединения (58 отн. %, из которых альдегиды – 33 отн. % и уксусная кислота – 0,3 отн. %), сульфиды (4 отн. %) и азот (1 отн. %). Серосодержащие соединения составляют 0,2 отн. % от общего объема газов. Основной объем газов флюидов пирротина данного образца напротив занимают вода и углекислота, отн. %: $H_2O - 30,81$; $CO_2 - 54,25$. Остальной объем приходится на углеводороды (11,41 отн. %), соединения, содержащие серу (0,43 отн. %) и азот (0,11 отн. %). Кроме того, в составе газов пирротина данного образца отсутствуют азотсодержащие соединения (см. таблицу 4.6).

Образцы кварца рудных участков арсенопиритовой минерализации характеризуются флюидами, в составе которых преобладает углекислота (56 и 69 %). Остальные значения результатов этих образцов разделились. Для образца № 191/337,8 с содержанием золота 15,1 г/т установлено минимальное количество воды (1,7 %), тогда как для образца № 191/615,9 с содержанием золота 0,4 г/т оно составляет 16 %. Остальной объем газов для образца кварца № 191/337,8 распределен следующим образом, %: 27,5 – кислородсодержащие и гетероциклические соединения (из них 17,5 % приходится на альдегиды); 13,3 – углеводороды (с отношением суммарных содержаний алканов к алкенам – 2,9); серосодержащие соединения и сульфиды – 2,2; азот не определен. В газовой фазе флюидов в кварце образца № 191/615,9 помимо воды и углекислоты установлены следующие соединения, %: углеводороды – 12; азот – 2; кислородсодержащие и гетероциклические соединения – 1,2; серосодержащие соединения – 0,2 (см. таблицу 4.6).

Флюиды пирротина образцов № 191/337,8 и 191/615,9, так же как и кварца, обогащены углекислотой, которая занимает 61,25 и 72,56 отн. % соответственно. Содержание воды во флюидах пирротина для этих образцов определено минимальное, отн. %: для образца № 191/337,8 (содержание золота 15 г/т) – 27,24; для образца № 191/615,9 (содержание золота 0,4 г/т) – 19,34. На остальной объем флюидов пирротина данных образцов приходятся углеводороды – по 5,5 отн. %, соединения, содержащие серу, – 4,88 и 1,21 отн. % соответственно и азот – по 1 отн. %. Азотсодержащие соединения в образце № 191/337,8 не определены; для образца № 191/615,9 их количество составило 0,06 отн. % (см. таблицу 4.6).

Интерпретация результатов. Хромато-масс-спектрометрией в газовой фазе флюидных включений кварца и пирротина месторождения Панимба установлено, что основными компонентами являются вода и углекислый газ. Корреляции в содержаниях H₂O и CO₂ с золотоносностью не установлено. Однако в материалах Н. А. Гибшер с соавторами при аналогичных исследованиях, но с большим объемом анализов отмечено, что во флюидах кварца и пирротина месторождения Панимба с увеличением золотоносности доля углекислоты повышается, а воды – уменьшается [Характеристика металлоносных флюидов..., 2017]. Такая же тенденция наблюдается и в наших результатах газовой хроматографии (см. таблицы 4.5 и 4.6). Вода, по данным газовой хромато-массспектрометрии, от общего объема компонентов во флюидах месторождения Панимба в среднем занимает 10,73 отн. % (при колебании в интервале от 1,73 до 21,0) в кварце и 26,33 отн. % (при колебании от 19,34 до 30,81) в пирротине. Количество углекислоты в составе газовой фазы флюидов варьируется от 4,77 до 70,32 отн. % при средних значениях для кварца 50,09 отн. % и для пирротина 59,62 отн. % (таблица 4.7).

Доля CO₂, оцененная по показателю CO₂/(CO₂ + H₂O), изменяется в широком спектре значений: 0,51–0,97 – по данным газовой хромато-масс-спектрометрии (см. таблицу 4.7); 0,01–0,32 – по данным газовой хроматографии (см. таблицу 4.5). Повышенные содержания CO₂ могут быть связаны с деятельностью глубинных высокотемпературных процессов, возникших в результате воздействия Чиримбинского массива. Вариации в содержании воды и углекислоты являются признаком кипения, а кипение флюида – положительный фактор для отложения золота. Кроме того, при кипении исходного поликомпонентного флюида в силу больших коэффициентов растворимости в первую очередь в состав газовой фазы переходят CH₄ и N₂ [Золоторудное месторождение Герфед..., 2011; *PTX*-параметры..., 2015]. Метан и азот в составе летучих из кварца определены и газовой хроматографией, и рамановской спектроскопией.

Количество азота, по данным газовой хромато-масс-спектрометрии, во флюидах кварца и пирротина в среднем составило 0,81 и 0,58 отн. % соответственно (таблица 4.7). Максимальные значения установлены для образцов рудных участков и образцов арсенопиритовой минерализации (так же как и по данным газовой хроматографии). В материалах В. Ю. Прокофьева, В. Б. Наумова, О. Ф. Мироновой [2017] отмечено, что золоторудные месторождения протерозоя характеризуются наличием флюидных включений, содержащих плотный азот, а также его более высокой долей, чем в архейских. Повышенная плотность летучих компонентов из кварца установлена рамановской спектроскопией.

В составе летучих компонентов включений из кварца и пирротина методом газовой хроматомасс-спектрометрии определено большое количество углеводородов и их производных. В среднем на данную группу газов приходится в кварце и сульфидах 10,6 и 36,7 отн. %, соответственно, при колебании от 7,53 до 85,20 отн. %. Основной объем углеводородов занимают алканы и алкены, соотношение содержаний которых можно использовать для оценки окислительновосстановительного флюидного режима образования месторождений золота [PTX-параметры..., 2015; Характеристика металлоносных флюидов..., 2017 и др.]. В газовой фазе включений кварца и пирротина месторождения Панимба выявлена восстановленность флюида по существенному преобладанию алканов над алкенами, о чем свидетельствует их интервал соотношений 2,9–108,9 для кварца и 4,4–103,8 для пирротина (таблица 4.7).

	1			
1 ability / 1 / 1 boundary / 1 / 1 / 1 / 1 / 1 / 1 / 1 / 1 / 1 /	ήπιομπορ κρα ρ ιία μ πι	INDOTUUS DO DOULUM DO DOU V	nowato_wacc_cnevtn	OMETHIA
1 a O M H a + .7 - C O C I a B C	илгондор крарца и ш	протипа по дапным газовои л	DOMATO-MACC-CHCKTD	
1 ·		11 13	1 1	1

	A, %									
Группы соединений	Пирротин					Кварц				
	145/681 (Au = 0.3)	145/419 (Au = 1.2)	191/337,8 (Au = 15.1)	191/615,9 (Au = 0.4)	Среднее	145/681 (Au = 0.3)	145/419 (Au = 1.2)	191/337,8 (Au = 15.1)	191/615,9 (Au = 0.4)	Среднее
Алифатические и циклические углеводороды (без О ₂)	7,60	8,54	5,26	3,77	6,29	3,15	27,50	13,27	11,87	13,95
Кислородсодержащие и гетероциклические углеводороды	12,33	2,87	0,30	1,76	4,31	4,39	57,67	27,49	1,28	22,71
Серосодержащие соединения и сульфиды	1,73	0,43	4,88	1,21	2,06	1,19	4,27	2,15	0,21	1,96
Азотсодержащие соединения	0,05	—	—	0,06	0,057	—	Ι	—	_	_
Вода	27,93	30,81	27,24	19,34	26,33	21,00	4,59	1,73	15,58	10,73
Углекислота	50,43	54,25	61,25	72,56	59,62	70,33	4,77	56,28	68,99	50,09
Азот	0,00	0,11	1,07	1,13	0,58	0,00	1,16	0,00	2,06	0,81
Алканы/алкены	4,41	25,66	103,85	41,81	43,93	12,00	21,30	2,90	108,90	36,28
$CO_2/(CO_2 + H_2O)$	0,64	0,64	0,69	0,79	0,69	0,77	0,51	0,97	0,82	0,77
Парафины: тяжелые C ₅ -C ₁₇ /легкие C-C ₄	1,14	0,32	0,01	0,60	0,52	0,80	0,60	3,20	0,02	1,16

Примечание. Описание образцов (содержание золота в интервале): № 45/681 (Au = 0,3) – минерализованная зона; № 145/419 (Au = 1,2) – рудный участок пирит-пирротиновой минерализации; № 191/337,8 (Au = 15,1) и 191/615,9 (Au = 0,4) – рудный участок арсенопиритовой минерализации.

Кроме того, окислительно-восстановительные характеристики флюидов, участвовавших в формировании кварца и пирротина месторождения Панимба, оценены по относительному содержанию углеводородов и серосодержащих соединений (таблица 4.8, рисунок 4.16).

	Содержание соединений в газовой фазе флюидов кварца, отн. %,							
	в образцах							
Группы соелинений	№ 145/681		№ 145/419		№ 191/337,8		№ 191/615,9	
	(Au = 0,3)		(Au = 1,2)		(Au = 15, 1)		(Au = 0, 4)	
	Кварц	Пирротин	Кварц	Пирротин	Кварц	Пирротин	Кварц	Пирротин
Алифатические								
и циклические	3,99	35,11	29,21	72,18	13,38	50,37	14,42	55,91
углеводороды (без О2)								
Кислородсодержащие								
и гетероциклические	94,51	56,91	66,26	24,21	84,46	2,84	85,32	26,11
углеводороды								
Серосодержащие								
соединения	1,51	7,98	4,53	3,61	2,16	46,79	0,26	17,98
и сульфиды								
Сумма газов	100	100	100	100	100	100	100	100

Таблица 4.8 – Относительное содержание веществ в газовой фазе флюидов кварца и пирротина по данным газовой хромато-масс-спектрометрии

Примечание. Описание образцов: № 145/681 – минерализованная зона; № 145/419 – рудный интервал с пирит-пирротиновой минерализацией; № 191/337,8 и 191/615,9 – рудный участок с арсенопиритовой минерализацией.



Рисунок 4.16 – Относительный состав газовой фазы во флюидах кварца по данным газовой хромато-масс-спектрометрии. Описание образцов (содержание золота в интервале): № 45/681 (Au = 0,3) – минерализованная зона; № 145/419 (Au = 1,2) – рудный участок с пирит-

пирротиновой минерализацией; № 191/337,8 (Au = 15,1) и 191/615,9 (Au = 0,4) – рудный участок с арсенопиритовой минерализацией

На рисунке 4.16 четко выражен более восстановительный состав флюидов пирротина, чем кварца. В пределах вещественных комплексов месторождения Панимба как в кварце, так и в пирротине летучие рудных участков имеют более восстановленный состав относительно минерализованной зоны. На этот факт указывает и минимальное среднее значение доли воды, установленное газовой хроматографией для рудного кварца. Ограниченное количество воды является необходимым условием для возникновения восстановительной обстановки в минералообразующей среде [*PTX*-параметры..., 2015].

Существенные различия в составе газовой фазы кварца и пирротина выявлены по содержанию соединений серы. Во флюидах кварца преобладает карбонилсульфид COS, а в сульфидах – диоксид серы SO₂ и сероуглерод CS₂. Сероуглерод и карбонилсульфид могли образоваться в результате следующих окислительно-восстановительных реакций:

$$2SO_2 + 3CH_4 = CS_2 + 6H_2 + 2CO_2$$

 $SO_2 + CO_2 + 3H_2 = COS + 3H_2O$

В газовой фазе включений пирротина определен сероводород H_2S , а количество уксусной кислоты $C_2H_4O_2$ в разы больше, чем во флюидах кварца. Сероводород и уксусная кислота, занимающая основной объем карбоновых кислот, могли образоваться по реакции (в присутствии катализатора – сульфидов вмещающих пород):

$$CH_3SH + CO + H_2O = C_2H_4O_2 + H_2S$$

Карбоновые кислоты потенциально способны транспортировать золото, а также, увеличивая пористость вмещающих пород, способствуют перемещению металлорганических комплексов [Organic geochemistry..., 2013].

В составе летучих компонентов из пирротина установлена большая группа тиофенов (C₄H₄S–C₄H₂₄S). Фрагментами тиофенов являются углерод, водород и сера. Углерод мог образоваться в результате высокотемпературных процессов из углеродистых сланцев [Характеристика золотоносных флюидов..., 2017]. Существует модель, согласно которой водный флюид вступает в реакцию с графитом вмещающих пород. При активном участии кислорода, углекислоты и метана результатом сложного полистадийного процесса является осаждение золота. При этом в жильных образованиях одновременно могут находиться представители различных стадий данного процесса: от существенно водных через высокосоленые водно-метановые до богатых метаном фаз [Наумов, Дорофеева, Миронова, 2014]. Определенные в составе флюидов кварца и пирротина спирты, фураны и кетоны также

могли быть источником углерода, а сероводород, сероуглерод и диоксид серы – источником серы [Характеристика золотоносных флюидов..., 2017].

Во флюидах пирротина отмечается наличие азотсодержащих соединений. Повышенные содержания метана и азота в кварцевых жилах золоторудных месторождений Н. А. Гибшер с соавторами предположительно связывают с процессами разрушения аммонийсодержащих силикатов вмещающих пород, а смесь углекислоты и метана могла образоваться при взаимодействии углерода и воды. Вмещающие породы Енисейского кряжа характеризуются такими структурными разновидностями углерода, как графит, антраксолит и керит, и, повидимому, он мог быть одним из источников метана и азота во флюиде кварцевых жил [Золоторудное месторождение Герфед..., 2011].

В материалах Н. А. Гибшер с коллегами отмечена потенциальная способность углеводородов и их производных, содержащих углерод, серу и азот, транспортировать золото и вступать с ним в реакции комплексообразования. Транспортировка золота металлоносным флюидом осуществляется в виде так называемых элементоорганических соединений (ЭОС), имеющих в своем составе серу, азот и углерод, которые, в свою очередь, разрушаются при «кипении» гидротерм. Наличие восстановленных газов (CH₄, H₂, N₂) в составе флюидов и их участие в переносе рудных элементов отмечаются в публикациях [Особенности естественной электрической поляризации..., 2008; *РТХ*-параметры..., 2015; Томиленко, Гибшер, 2001; Золотоносное месторождение Герфед..., 2011 и др.], а фактор разброса значений коэффициентов восстановленности предложено использовать как критерий масштаба оруденения [*РТХ*-параметры..., 2015].

В. Б. Наумов с соавторами, ссылаясь на исследования газовой и ионной хроматографии богатых золотом кварцевых жил месторождения Мурунтау (Узбекистан) и исследования Л. Г. Пальмовой, отмечают, что летучие компоненты минералообразующих флюидов располагаются в следующем порядке: $H_2O > CO_2 > > CH_4 > N_2 > COS \ge YB$ (C₂ и C₃). По их данным, основная роль в отложении золота в водных флюидах отводится CO₂, а его резкие изменения в концентрациях при переменных количествах CH₄ и N₂ «свидетельствуют о том, что режим рудоотложения не был постоянным. Концентрация углекислоты существенно влияла на кислотность-щелочность раствора, а окислительно-восстановительный потенциал зависел от соотношения СО₂/СН₄» [Физико-химическая характеристика золотоносных растворов, 1978; Наумов, Дорофеева, Миронова, 2014]. Неравномерное распределение золота в кварцевых жилах месторождений связано с вариациями содержаний СО₂ и окислительно-восстановительных параметров во флюидах [Золоторудное месторождение Герфед..., 2011; РТХ-параметры..., 2015]. Содержание золота в кварцевых жилах месторождения Панимба изменяется от 0,1 до 100,0 г/т [Характеристика золотоносных флюидов..., 2017].

В составе газовой фазы включений жильного кварца месторождений Богунайское и Эльдорадо, по данным газовой хромато-масс-спектрометрии, также кроме воды, углекислоты и азота выявлен широкий спектр углеводородов, гетероциклических, азот- и серосодержащих соединений. Здесь же отмечается преобладание восстановленных соединений во флюидах сульфидов по сравнению с кварцем, а также в золотоносном кварце по сравнению с не золотоносным [*PTX*-параметры..., 2015; Рудоносные флюиды золоторудного месторождения..., 2018]. Существенным отличием месторождения Панимба от Богунайского и Эльдорадо является то, что его флюиды кварца характеризуются более восстановительным составом.

Выводы

Термобарогеохимическими методами изучены флюидные включения в жильном кварце и пирротине месторождения Панимба. По результатам исследований определены физикохимические условия образования золото-кварцевых жил. По ряду параметров выделены особенности формирования кварцево-жильных образований следующих вещественных комплексов месторождения: безрудные участки, минерализованные и рудные зоны пиритпирротиновой и арсенопиритовой минерализаций. Сравнительный анализ полученных результатов с литературными данными позволил выделить особенности флюидного режима месторождения Панимба.

Месторождение образовано при минимальных температурах (420–113 °C) в интервале давлений от 0,2 до 3,3 кбар в результате многостадийного процесса при участии высокоплотного $H_2O-CO_2-CH_4-N_2$, содержащего преимущественно хлориды магния и натрия, флюида и наложенных вторичных гидротермальных процессов. Широкий спектр значений *PT*-параметров и существенная разница в соотношении фаз у сингенетичных включений свидетельствуют об их образовании из кипящего (гетерогенного) раствора. Признаки вскипания определены и при изучении газовой составляющей флюидов через показатель $CO_2/(CO_2 + H_2O)$, который варьируется от 0,01 до 0,45 по данным газовой хроматографии и от 0,51 до 0,97 по данным газовой хромато-масс-спектрометрии.

Воздействие более поздних гидротермальных растворов отразилось в появлении нескольких генераций вторичных включений: 1) газово-жидкие (см. таблицу 4.2, B-a); 2) однофазные жидкие и газовые углекисло-метан-азотные (см. таблицу 4.2, B-в). Кроме того, в кварце всех исследуемых вещественных комплексов месторождения присутствуют вторичные включения с соленостью выше 30 мас. % NaCl-экв. Такие включения выделены как самостоятельная генерация гиперсоленых флюидов по близким температурам гомогенизации и растворения кристаллика в них, которые составили от 160 до 250 °C. Источником гиперсоленого флюида, предположительно, могут быть постмагматические гидротермальные растворы

близлежащих гранитоидов Чиримбинского массива. Особого влияния на золотоносность данный тип флюидов, вероятно, не оказал, так как обнаружен и в золотоносных, и в не золотоносных жилах. Влияние Чиримбинского гранитоидного массива, видимо, отразилось и в существенном превышении CO₂ над CH₄ и N₂ в составе газов.

В формировании конечного облика золото-кварцевых жил отмечается существенная роль вмещающих пород, являющихся возможным источником восстановленных газов. Флюиды, обогащенные CH₄ и N₂, могут быть образованы в результате химических реакций с углеродистым веществом вмещающих пород. Кроме того, рамановской спектроскопией во включениях зафиксировано присутствие углеродистого вещества с двумерноразупорядоченной структурой и дефектами графеновых слоев (графит?).

Флюиды, участвующие в формировании месторождения, имели переменный состав, о чем свидетельствуют исследования жидкой и газовой фаз включений.

По показателям CH₄/CO₂ и (CO + H₂ + CH₄ + N₂)/CO₂ определена изменчивость окислительновосстановительных условий формирования золото-кварцевых жил и режима рудоотложения месторождения Панимба. По данным рамановской спектроскопии CH₄/CO₂ находится в интервале значений 0,01–99; по данным газовой хроматографии CH₄/CO₂ и (CO + H₂ + CH₄ + + N₂)/CO₂ составили интервалы средних значений 0,01–0,91 и 0,02–0,91 соответственно.

Углеводороды, азот- и серосодержащие соединения, установленные при изучении газовой фазы включений, потенциально способны транспортировать золото. Вполне возможно, что на месторождении Панимба золото транспортировалось в составе восстановленных флюидов.

Дифференцируя результаты по вещественным комплексам, можно сделать ряд заключений:

1. *РТ*-параметры формирования кварцевых образований, определенные по первичным и первично-вторичным включениям, по вещественным комплексам разделились следующим образом: безрудные участки – 117–410 °C, 2,0–3,3 кбар; минерализованные зоны – 175–390 °C, 0,2–1,7 кбар; рудные интервалы пирит-пирротиновой минерализации – 113–420 °C, 2,1–3,1 кбар; рудные интервалы арсенопиритовой минерализации (наиболее продуктивной) – 210–410 °C, 1,2–2,4 кбар.

2. Исследуемые вещественные комплексы характеризуются одинаково неравномерной степенью проницаемости для гидротермальных растворов, о чем свидетельствуют широкие спектры и близкие интервалы значений показателя суммарного содержания газов по данным газовой хроматографии.

3. Законсервированные флюиды в кварце с арсенопиритовой минерализацией характеризуются более окисленным составом, обогащены азотом, углекислотой и обеднены водой относительно флюидов включений в кварце с пирит-пирротиновой минерализацией.

4. Летучие компоненты газовой фазы включений в кварце минерализованной зоны имеют более окисленный и переменный состав относительно рудных участков.

5. Флюиды, формировавшие золотоносные кварцевые жилы, тяготеют к монокомпонентности, обеднены водой и обогащены углекислотой относительно безрудных. На это указывает коэффициент CO₂/(CO₂ + H₂O) (доля углекислоты), который по данным газовой хроматографии составил интервал значений 0,01–0,45, а по данным газовой хромато-масс-спектрометрии – 0,82–0,97 для кварца и 0,69–0,79 для пирротина.

6. Золотоносный кварц характеризуется законсервированным флюидом с максимальными значениями коэффициентов восстановленности (CH₄/CO₂ и (CO + H₂ + CH₄ + N₂)/CO₂) и содержаниями азота.

7. В формировании золото-кварцевых образований месторождения участвовали флюиды, обогащенные диоксидом углерода, углеводородами, азот- и серосодержащими соединениями, а также уксусной кислотой, которая могла образоваться при участии сульфидов.

Сопоставление полученных результатов с опубликованными данными по условиям образования золоторудных месторождений Енисейского кряжа Советское, Герфед, Богунайское, Благодатное, Олимпиада, Ведуга, Эльдорадо, Доброе, а также продуктивных рудных узлов Иочиминский, Нижне-Чиримбинский и Вангашский позволило выделить ряд особенностей флюидного режима месторождения Панимба:

1. Флюиды месторождения Панимба обеднены летучими и азотом по сравнению с вышеперечисленными золоторудными объектами Енисейского кряжа.

2. Наиболее близкими по температурному полю образования жильного кварца к месторождению Панимба являются Нижне-Чиримбинский и Вангашский продуктивные рудные узлы, а также месторождение Герфед.

3. Наиболее близким к месторождению Панимба по физико-химическим параметрам, определенным термокриометрией, является Олимпиада.

4. Жильный кварц месторождения Панимба образован в более восстановительных условиях, чем флюиды жильного кварца месторождения Богунайское.

5. Высокое содержание углекислоты во флюидах кварца коррелирует с золотоносностью как на месторождении Панимба, так и на месторождениях Советское, Герфед и Богунайское.

6. В целом флюиды жильного кварца месторождения Панимба обеднены летучими и азотом.

5 ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАНИМБА

В настоящее время не только для данного региона, но и для всего Енисейского кряжа в целом связь рудообразования с гранитоидным магматизмом [Бернштейн, 1962; Ли, Шохина, 1985], метаморфизмом [Буряк, Бакулин, 1998] или седиментогенезом [Петров, 1976] не установлена. Была выполнена интерпретация результатов абсолютной геохронологии и обобщенных экспериментальных данных генетического аспекта золотого оруденения месторождения Панимба.

Определение абсолютной геохронологии главных событий в рудном поле осуществлялось методами U-Pb- и Ar-Ar-датирования по цирконам из проб гранита и сульфидизированного сланца, а также по мусковиту из жильного кварца. Таким образом установлен возраст метаморфизма, гранитообразования и гидротермального рудообразования месторождения Панимба.

U-Pb-геохронология цирконов из гранита выполнена на мультиколлекторном вторичноионном высокоразрешающем масс-спектрометре SHRIMP-II (в ЦИИ ВСЕГЕИ, аналитик А. Н. Ларионов) по методике, описанной ранее [Larionov, Andreichev, Gee, 2004]. Циркон из сланца датирован U-Pb-методом на изотопном мультиколлекторном плазменном массспектрометре Thermo Quest Finnigann MAT NEPTUNE с системой лазерной абляции DUV-193, оснащенной эксимерным лазером СОМРЕХ-102 (в ЦИИ ВСЕГЕИ, аналитик И. Н. Капитонов) по методике, изложенной в работе [Изотопно-геохимические и геохронологические исследования цирконов..., 2014]. Выделение циркона из гранита и сланца осуществлялось по методике В. В. Ляховича [1966]. Монтаж зерен в шайбы и дальнейшая технология пробоподготовки опубликованы в материалах [Изотопно-геохимические и геохронологические исследования цирконов..., 2014]. Обработка аналитических данных осуществлялась в программе ISOPLOT/E x 3.22. Ar-Ar-геохронология мусковита выполнена в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик A. B. Травин) методом ступенчатого прогрева по монофракциям мусковита [Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны..., 2009].

Материал для геохронологических исследований отобран из керна геологоразведочных скважин по разведочной линии РЛ-9 участка руч. Золотого и ближайших выходов гранита (см. рисунок 2.1). Образцы представлены следующими минеральными образованиями: № ГрПнб-1 – умеренно-щелочной гранит, отобранный в 100 м от контакта интрузии, на широте месторождения руч. Золотого; № 146/200-210 (Au = 9 г/т) – черный графитсодержащий хлорит-серицитовый сульфидизированный сланец; № 191/337,8 (Au = 15,1 г/т) – жильный кварц с вкрапленностью пирита, пирротина, арсенопирита и чешуек мусковита в зеленовато-сером узловатом пятнистом сланце; № 145/218 (Au = 0,1 г/т) – мелкозернистый темно-серый жильный

кварц с вкрапленностью пирита и единичных чешуек мусковита. Результаты датирования показали широкий интервал возрастов (таблица 5.1).

Метод (номер образца)	Возраст (количество зерен), млн лет	Временной интервал		
Умеренно-щелочной гранит				
U-Pb по циркону (ГрПнб-1)	868,9±6,5	Поздний рифей		
Графитсодерж	сащий хлорит-серицитовый сланец			
	288,3±15,7-250,4±23,0 (5)	Палеозой		
	342,5±15,7–316,1±11,6 (4)			
	394,6±12,4–370,7±19,3 (2)			
	511,4±16,8–499,5±25,1 (2)			
	580,6±49,1–567,7±36,6 (2)	Венд		
	815,0±37,6-762,3±33,3 (3)*	Порший рифей		
U Ph Ho Huprony (146/200 210)	996,0±32,9-889,0±26,6 (19)**	поздний рифси		
0-Рб по циркону (146/200-210)	1006,5±48,8 (1)***			
	1132,7±79,1 (1)	Средний рифей		
	1308,9±52,3 (1)			
	1861,3±16,6–1852,9±10,4 (2)	Ранний протерозой		
	1996,8±18,1–1931,6±59,6 (4)			
	2269,6±23,1 (1)	1 1		
	2639,9±8,7 (5)	Поздний архей		
Жильный кварц с сульфидами				
Ar-Ar по мусковиту (191/337,8)	817,2±5,3 – плато 804,9±5,2 – интегральный	Позлний рифей		
Ar-Ar по мусковиту (145/218)	744±17 – плато 584±15 – интегральный	поздний рифон		

Таблица 5.1 – Результаты геохронологических исследований минеральных образований месторождения Панимба

* Гидротермальный этап.

** Контактовый метаморфизм.

*** Региональный метаморфизм.

Возраст мусковитов из жильного кварца составил, млн л: образец № 191/337,8 – 817,2±5,3 (по методу плато), 804,9±5,2 (интегральный возраст); образец № 145/218 – 744±17 (по методу плато), 584±15 (интегральный возраст), см. таблицу 5.1, рисунок 5.1.



Рисунок 5.1 – Возрастной спектр Ar-Ar-датирования мусковитов из жильного кварца: *a* – образец № 191/337,8, млн лет: по методу плато – 817,2±5,3; интегральный возраст – 804,9±5,2; *б* – образец № 145/218, млн лет: по методу плато – 744±17, интегральный возраст – 584±15

Получен позднерифейский возраст 868,9±6,5 млн лет для цирконов из гранита (см. таблицу 5.1, рисунок 5.2, *а*). Графитсодержащий хлорит-серицитовый сульфидизированный сланец из рудного интервала включает 14 групп цирконов (52 зерна), по которым получен широкий спектр возрастов.



Рисунок 5.2 – Графики U-Pb-геохронологических анализов: *а* – положение точек составов цирконов из образца гранита № ГрПнб-1 на диаграмме с конкордией; *б* – график возрастной вероятности датировки цирконов образца минерализованного сланца № 146/200-210

Цирконы верхнеархейского и раннепротерозойского возрастов 2639,9 и 1852,9–2269,6 млн лет представляют собой кластогенные зерна продуктов сноса из области выветривания мигматизированных гранулитов канского метаморфического комплекса.

Изотопные датировки цирконов из сланца – 580,6–567,7; 511,4–499,5 и 394,6–370,7 млн лет – соответствуют возрастам байкальской, салаирской и каледонской эпох диастрофизма в складчатом обрамлении Сибирской платформы. В вендское и верхнедевонское время в месторождениях Восточного золотоносного пояса проявилась обильная тонкопрожилковая калишпатовая и кварц-карбонатная минерализация, часто с сульфидной вкрапленностью.

Наиболее молодые цирконы из рудного сланца – 288,3±15,7–250,4±23,0 млн лет – образовались в процессе пермско-триасовой тектономагматической активизации стабилизированной складчатой области Енисейского кряжа. Согласно легенде Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 [Легенда..., 2002], этому времени соответствуют проявления ведугинского комплекса даек долеритов и ийолит-сиенитового кийского комплекса. Ранее свидетельств проявления образований этого возраста в рудных полях Восточного золотоносного пояса не отмечалось.

Наибольшим распространением в сланце пользуются цирконы с возрастом 1132,7–762,3 млн лет, отвечающие гренвильским событиям в развитии Енисейского кряжа. На начальной стадии гренвильской орогении отложения сухопитской серии, испытавшие складчатость, региональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, прорваны интрузиями гнейсогранитов тейского комплекса. В позднегренвильское время в золотоносном поясе Енисейского кряжа проявились гранитообразование татарско-аяхтинского комплекса, контактово-термальный и динамометаморфизм в зонах Ишимбинского и Татарского разломов.

По данным абсолютной геохронологии, региональный метаморфизм в регионе характеризуется возрастным интервалом $1006\pm48,8-996,0\pm32,9$ млн лет; контактовый метаморфизм – $889,0\pm26,6$ млн лет. Граниты Чиримбинского массива татарско-аяхтинского комплекса, обнажающиеся на западном фланге рудного поля, датированы $868,9\pm6,5$ млн лет. Возраст гидротермального кварцево-жильного минералообразования с золотосульфидной минерализацией оценивается интервалом $817,2\pm5,3-744,0\pm17,0$ млн лет (по мусковиту из жильного кварца) и $815,0\pm37,6-762,3\pm33,3$ млн лет (по циркону из рудного сланца).

РТХ-параметры формирования месторождения Панимба оценены по результатам термобарогеохимических методов исследования газово-жидких включений в жильном кварце, рамановской спектроскопии углеродистого вещества в жильном кварце и сланце (определены по методике, описанной в работе [Raman spectra..., 2002]), а также расчетов с использованием гранат-биотитового и биотит-мусковитового, пирит-пирротинового и арсенопиритового геотермометров. Результаты исследований приведены ниже:

157

Р	егиональный метаморф	тзм
-	eene nanon en	

(гранат-биотитовый геотермометр)

Контактовый метаморфизм

505 °С; ниже 4 кбар

Гидротермальный дорудный метаморфизм:

Углеродистое вещество в сланце	610–201 °C
Жильный кварц	410-117 °C; 2,0-3,3 кбар; 2,0-23,3 мас. % NaCl-экв.;
	состав раствора – хлориды Na, Mg, Ca; состав
	газовой фазы – H2O–CO2–CH4–N2, углеводороды
Углеродистое вещество в кварце	587–248 °C
Дорудный пирротин	657–319 °C; lg <i>f</i> s ₂ – от –1,5 до –9,0
Рудный этап:	
Жильный кварц	420-113 °C; 0,2-3,1 кбар; 0,5-19,0 мас. % NaCl-экв.;
	состав раствора – хлориды Na, Mg, Ca, K (?),
	фториды (?); состав газовой фазы – H ₂ O–CO ₂ –CH ₄ –N ₂ ,
	углеводороды, серо- и азотсодержащие соединения.
Пирротин	729 (?)–281 °C; lg f _{S2} – от –0,5 до –11,5
Арсенопирит	490–300 °C; lg <i>f</i> _{S2} – от –5,9 до –14,6
Сфалерит (геотермометр Каллеруда)	370 °C
Отложение золота	420–410 °C; lg <i>f</i> s ₂ – от –6,7 до –7,0
	380–370 °C; lg <i>f</i> _{S2} – от –10,2 до –8,3
	~300 °C; $\lg f_{S_2}$ – (–14,6)

Полученные значения температур для регионального метаморфизма по гранатбиотитовому геотермометру составили 525–485 °C, что отвечает зеленосланцевой фации. Температура контактового метаморфизма по биотит-мусковитовому термометру соответствует 605 °C и характеризует граничные условия мусковит-роговиковой и амфибол-роговиковой фаций. Оценка давления для контактового метаморфизма не однозначна, но на основании присутствия андалузита при таких температурах значение давления не должно превышать 4 кбар [Holdaway, 1971].

Жильный кварц месторождения сформирован в интервалах температур 420–113 °С и давлений 0,2–3,3 кбар при участии гетерогенного H₂O–CO₂–CH₄–N₂- флюида, в составе газовой

525-485 °С; более 4 кбар

фазы которого определены углеводороды, серо- и азотсодержащие соединения, в результате полистадийного процесса [Характеристика золотоносных флюидов..., 2017]. Рудообразующий флюид средних-низких температур характеризовался доминированием хлоридных комплексов. Однако нельзя исключать возможность наличия фторидов в его составе.

Температуры формирования сульфидов немного выше: арсенопирит – 460–300 °С, пирротин – 729–281 °С. Пиковые температуры образования углеродистого вещества в кварце и сланцах определены в интервалах 587–248 и 610–201 °С соответственно.

Образование углеродистого вещества в жильном кварце, пиковые температуры которого рассчитаны по методике, описанной в работе [Raman spectra..., 2002], происходило в температурном интервале 587–248 °C, а во вмещающем сланце – при 610–201 °C. Температура образования пирит-пирротиновой минерализации составила от 729 (?) до 281 °C, фугитивность серы при этом соответствовала интервалу от –1,88 до –11,49. Температура образования арсенопирита 490–300 °C при фугитивности серы в системе от –5,9 до –14,6. Общий температурный интервал формирования сульфидов 729 (?)–281 °C при фугитивности серы от – 1,88 до –14,6.

Результаты исследований предполагают температурный интервал формирования месторождения Панимба от 729 (?) до 113 °C, что соответствует температурному режиму формирования ряда золоторудных объектов Енисейского кряжа, таких как Иочиминский, Вангашский и Нижне-Чиримбинский рудные узлы и месторождения Ведуга, Удерейское, Советское, Доброе, Васильевское, Эльдорадо, Благодатное, Олимпиада, Герфед, Богунайское.

Геохимические показатели источника вещества оценены по распределению элементов примесей в арсенопирите, пирротине, пирите и золоте [Геохимические показатели генезиса..., 2018], а также в результате изучения изотопного состава серы сульфидов [Характеристика металлоносных флюидов..., 2017]. Примеси представлены рассеянными и редкоземельными элементами, а также благородными металлами. В настоящее время для выявления источника вещества рудных процессов широко используется распределение РЗЭ в рудах. Было исследовано распределение РЗЭ в сульфидах и золоте (см. таблицу 3.11). Для самородного золота и пирротина характерно минимальное содержание лантаноидов, для арсенопиритов – максимальное. Кроме того, арсенопириты имеют наиболее высокие содержания REE и богаты включениями. Нормирование концентраций REE в рудных минералах на состав вмещающих пород кординской свиты показало ряд особенностей геохимии редкоземельных элементов: преобладание тренда концентрирования HREE относительно LREE; наличие тэтрадного эффекта фракционирования REE; присутствие европия с доминирующей отрицательной аномалией, а церия и тулия – с положительной аномалией. Определены индикаторные отношения

редкоземельных элементов: Th/U – от 1,11 до 12,10; Hf/Sm, Nb/La и Th/La – меньше 1; Co/Ni – меньше либо приближается к 1.

Схожесть распределения REE в рудных минералах и вмещающих породах, а также выполаживание спектров при нормировании на состав вмещающих пород свидетельствует о наследовании части вещества протолита при рудообразовании. В целом низкие концентрации спектры их распределения с обогащением LREE подтверждают редких земель и метаморфогенную природу рудного флюида. В противоположность этому наличие тэтрадных эффектов фракционирования лантанидов, отрицательная корреляция ΣREE и Eu/Eu* и высокие отношения Co/Ni указывают на участие глубинных эманаций. Полигенность рудного флюида подтверждается и изотопией сульфидной серы, данные о которой свидетельствуют о связи оруденения с интрузиями гранитов и вовлечении в процесс осадочной серы. На связь оруденения с гранитоидным магматизмом также указывает и наличие высокосоленых флюидов во является вторичных включениях кварца месторождения. Интересной особенностью возникновение положительной тулиевой аномалии, отмеченной для ряда месторождений кряжа, в том числе и Панимбы. Учитывая литературные данные об изучении микроэлементного состава самородного золота, аномалия тулия характерна для руд региона и может рассматриваться как типоморфный признак.

Изотопный состав серы сульфидов характеризует как минимум три его источника: осадочные породы, граниты близлежащего Чиримбинского массива и серу мантийного происхождения.

Углеродистое вещество и углеводороды, выявленные в рудах и в составе газов флюидных включений, имеют широкое распространение на месторождении Панимба и изучены комплексом методов. В жильном кварце и во вмещающих сланцах рамановской спектроскопией установлен ряд структурных разновидностей углерода – графит с дефектами на краях и внутри графеновых слоев, графит с межслоевым аморфным углеродом, возможно присутствие углерода со структурой типа высшего антраксолита. В золотоносном и незолотоносном кварце наблюдается углерод как с двумерноразупорядоченной, так и с трехмерноразупорядоченной структурой. Для золотоносного кварца характерно присутствие углерода со степенью разупорядочения выше, чем у незолотоносного, и углерода с температурой образования выше, чем у незолотоносного.

В агрегатах сульфидов люминесцентной микроскопией выявлены битумоиды маслянистосмолистого состава, которые сконцентрированы ореолами вокруг их выделений. Во флюидных включениях жильного кварца и сульфидов методами термобарогеохимии определен широкий спектр углеводородов и их производных, повышенные содержания которых установлены для образцов рудных интервалов. Участвовавшие в формировании месторождения Панимба рудоносные флюиды характеризовались высокой восстановленностью, на что указывают ряд выделенных признаков: положительные аномалии церия и отрицательные – европия, значение Th/U > 1 в сульфидах и золоте, отношения алканов к алкенам в сульфидах и кварце месторождения (больше единицы).

Выявленные углеводороды в законсервированном рудоносном флюиде, наличие битумоидов, антраксолита и графита в ассоциациях рудных минералов подтверждают участие восстановленного флюида в транспортировке золота, отмеченное ранее многими исследователями [Gizè, 1999; Hydrocarbons as ore fluids, 2017; Николаева, 1954; Рябчиков, Новгородова, 1981; Петровская, 1973; Характеристика металлоносных флюидов..., 2017].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполнения диссертационной работы изучены особенности геологического строения месторождения Панимба, условия формирования золоторудной минерализации и ее источник. Установлено, что месторождение расположено в зоне ступенчатых сбросов, на восточном крыле гранито-сланцевого купола, в поле развития кординской свиты. Нижележащая пенченгинская свита картируется на западе, а вышележащие горбилокская и удерейская свиты – на юго-востоке от минерализованных зон месторождения.

На основе минералого-петрографических исследований вмещающей толщи составлен литолого-стратиграфический разрез месторождения. Для пород определены минеральный состав и текстурно-структурные особенности. Литолого-стратиграфический разрез представлен тремя пачками терригенно-глинистых пород. Породы претерпели изменения в результате регионального, дислокационного, контактового метаморфизма и полистадийного гидротермального рудного процесса. Сланцы минерализованных зон представлены метапелитами, образовавшимися вследствие динамотермального метаморфизма, милонитизации, ороговикования и гидротермальных изменений. Минерализованные зоны приурочены к узловатым кордиерит-андалузитовым ороговикованным образования милонитам. Гидротермальные представлены мусковитизированными, графитизированными, окварцованными, хлоритизированными, турмалинизированными, карбонатизированными сланцами с вкрапленностью сульфидов, золота и жильным кварцем. Минерализованные зоны месторождения с «вложенными» в них рудными телами сформированы гидротермально измененными сланцами с редкими кварцевыми жилами и пирит-пирротиновой вкрапленностью. В рудных телах плотность кварцевых жил и вкрапленных агрегатов сульфидов возрастает. Наряду с пиритом (2 %) и пирротином (2,2 %), в рудах развиты видимые леллингит и арсенопирит (0,3-0,5 %), а также микроскопические агрегаты (менее 0,1 %) сфалерита, галенита, теллуридов висмута и золота.

В результате изучения минералогии руд, вмещающих и гидротермально измененных пород выявлены особенности их химического состава и установлена связь с уровнем их золотоносности. Изучение состава руд месторождения позволило определить их положение в литологостратиграфическом разрезе и последовательность минералообразования. Примечательно, что сульфиды имеют неоднородный состав в пределах как соседних зерен, так и одного кристалла. Выделены химические типы главных сульфидов: у пирротина – три, пирита – семь, арсенопирита – три, халькопирита – три, золота – два. Изотопный состав серы сульфидов δ^{34} S изменяется от 0,9 до 11,7 ‰: в богатых рудах – 1,6–5,9 ‰; у пирротина – 0,9–6,1 ‰; пирита – 0,9–11,7 ‰; арсенопирита – 4,6 ‰; халькопирита – 4,5. Руды с повышенной концентрацией золота характеризуются сульфидами, обедненными тяжелым изотопом серы. С использованием рамановской спектроскопии и люминесцентной микроскопии изучено углеродистое вещество, распространенное в жильном кварце и породах в виде микроскопических агрегатов, но иногда густо насыщающего сланец. Это позволило установить в составе углеродистого вещества присутствие аморфного углерода и углерода с высокой степенью разупорядочения в кварце и сланце, а также наличие битумоидов маслянисто-смолистого состава.

Термобарогеохимическими исследованиями определены РТХ-параметры рудообразующего флюида и условия формирования золотого оруденения месторождения. Процесс формирования метасоматитов, кварцевых жил и сульфидной вкрапленности протекал преимущественно при высокой температуре (>300 °C) и давлении 0,2-3,3 кбар и завершился при средней температуре (300-150 °C). Состав гетерогенного флюида: жидкой фазы (водно-солевой) хлоридно-углекислотный магний-кальций-натриевый, _ газовой азот-углеводород-углекислотный. Соленость раствора _ 0.5 - 23.3мас. % NaCl-экв. По результатам исследований выделен признак золотоносности – присутствие в кварце флюидных включений с углекислотой и восстановленными газами.

По термобарогеохимическим данным выполнен сравнительный анализ с другими золоторудными объектами Енисейского кряжа. Наиболее близкими к изучаемому месторождению по температурному полю образования жильного кварца являются Нижне-Чиримбинский и Вангашский продуктивные рудные узлы, а также месторождение Герфед, по физико-химическим параметрам, определенным термокриометрией, — золоторудное месторождение Олимпиада. Жильный кварц месторождения Панимба образован в более восстановительных условиях, чем флюиды жильного кварца месторождения Богунайское. Высокое содержание утлекислоты во флюидах кварца коррелирует с золотоносностью как на месторождении Панимба, так и на месторождениях Советское, Герфед и Богунайское.

Абсолютные датировки минеральных образований месторождения позволили определить, что метаморфизм, гранито- и рудообразование в рудном поле осуществлялись в период байкальского тектоногенеза (1006,0±48,8–744,0±17,0 млн лет). Динамотермальный метаморфизм соответствует зеленосланцевой фации, контактовый – высокотемпературной области мусковит-роговиковой фации.

Особенности геохимии элементов-примесей в пирите, пирротине, арсенопирите и золоте, изотопный состав серы сульфидов свидетельствуют о смешанном источнике вещества: мантийном, нижне-, верхнекоровом и гранитоидном.

Работа проведена при финансовой поддержке фонда Михаила Прохорова (договора № AM-22/14, AM-74/16, AM-136/17), Краевого фонда науки (доп. соглашения № 21/14 от 24.09.2014 и № 02/15 от 12.05.2015), Программы 5-100 (№ КФ477, СФУ, г. Красноярск, 2015 г.) и проекта № 5.2352.2017/ПЧ, подготовленного в рамках выполнения государственного задания Министерства образования и науки Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованные

1. Арнаутов, Н. В. Приближенный количественный спектральный анализ природных объектов / Н. В. Арнаутов, Н. М. Глухова, Н. А. Яковлева. – Новосибирск : Наука, 1987. – 104 с.

2. Бернштейн, П. С. Условия локализации различных типов золоторудных месторождений Енисейского кряжа / П. С. Бернштейн // Тр. ЦНИГРИ. – М., 1962. – Вып. 43. – С. 47–55.

3. Бискэ, Н. С. Спектроскопия комбинационного рассеяния графита из месторождений и рудопроявлений Приладожья / Н. С. Бискэ, В. А. Колодей // Геология и полезные ископаемые Карелии / Карел. науч. центр РАН. – Петрозаводск, 2014. – Вып. 17. – С. 103–109.

4. Борисенко, А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии / А. С. Борисенко // Геология и геофизика. – 1977. – № 8. – С. 16–27.

5. Борнеман-Старынкевич, И. Д. Руководство по расчету формул минералов / И. Д. Борнеман-Старынкевич. – М. : Наука, 1964. – 224 с.

6. Буряк, В. А. Металлогения золота / В. А. Буряк, Ю. И. Бакулин. – Владивосток : Дальнаука, 1998. – 403 с.

7. Буслаева, Е. Ю. Элементоорганические соединения в проблеме миграции рудного вещества / Е. Ю. Буслаева, М. И. Новгородова. – М. : Наука, 1989. – 152 с.

8. Буслаева, Е. Ю. Элементоорганические соединения в эндогенных рудах / Е. Ю. Буслаева, М. И. Новгородова. – М. : Недра, 1992. – 234 с.

9. Бхаттачарайа, С. Гетерогенность флюидных характеристик в районе Рамагири-Пенакачерла восточной части кратона Дарвар: связь с золоторудной минерализацией / С. Бхаттачарайа, М. К. Паниграйи // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 11. – С. 1821– 1834.

10. Виноградов, А. Л. Эволюция химического состава глин Русской платформы / А. Л. Виноградов, А. Б. Ронов // Геохимия. – 1956. – № 2. – С. 3–18.

11. Волков, А. В. Геохимические особенности руд месторождения золота Наталкинское – крупнейшего на северо-востоке России / А. В Волков, К. Ю. Мурашов, А. А. Сидоров // Докл. АН. – 2016. – Т. 466, № 5. – С. 574–577.

12. Геохимические показатели генезиса месторождения золота Панимба / С. А. Сильянов, А. М. Сазонов, П. А. Тишин [и др.] // Геосферные исслед. – 2018. – № 3. – С. 6–21.

13. Геохронология гранитов, вмещающих сланцев и руд месторождения золота Панимба (Енисейский кряж) / А. М. Сазонов, Н. А. Некрасова, Е. А. Звягина, П. А. Тишин // Журн. Сиб. федер. ун-та. Сер. Техника и технологии. – 2016. – Т. 9, № 2. – С. 174–188.

14. Гибшер, Н. А. Контактовый метаморфизм кварцевых жил северной части Аллах-Юньского золоторудного узла (Якутия, Россия): по данным изучения флюидных включений / Н. А. Гибшер, А. А. Томиленко // Геохимия. – 2003. – № 3. – С. 293–303.

15. Гибшер, Н. А. Характер распределения углекислоты в кварцевых жилах участка Южный кварц-золоторудного месторождения Жолымбет (Северный Казахстан) / Н. А. Гибшер, А. А. Томиленко // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. – Новосибирск, 1994. – Вып. 3. – С. 101–116.

16. Графиты Тургеневского и Тамгинского месторождений (Лесозаводский район, Приморье) / Л. П. Плюснина, Т. Г. Шумилова, С. И. Исаенко [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2013. – Т. 32, № 4. – С. 88–99.

17. Дир, У. А. Породообразующие минералы : в 5 т. / У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман. – М. : Мир, 1966. – Т. 3. – 317 с.

18. Дир, У. А. Породообразующие минералы : в 5 т. / У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман. – М. : Мир, 1966. – Т. 5. – 408 с.

19. Долгов, Ю. А. Флюидный режим формирования и термобарогеохимические критерии золотоносности кварцевых жил в метаморфических породах / Ю. А. Долгов, А. А. Томиленко, Н. А. Гибшер // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. – 1990. – № 1. – С. 7–19.

20. Ермаков, Н. П. Геохимические системы включений в минералах / Н. П. Ермаков. – М. : Наука, 1972. – 375 с.

21. Ермаков, Н. П. Термобарогеохимия / Н. П. Ермаков, Ю. А. Долгов. – М. : Недра, 1979. – 271 с.

22. Золотоносный арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга (Енисейский кряж, Сибирь) / А. Д. Генкин, Ф. Е. Вагнер, Т. Л. Крылова, А. И. Цепин // Геология рудных месторождений. – 2002. – № 44. – С. 59–76.

23. Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей / А. М. Сазонов, А. А. Ананьев, Т. В. Полева [и др.] // Журн. Сиб. федер. ун-та. Сер. Техника и технологии. – 2010. – Т. 4, № 3. – С. 371–395.

24. Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и *РТ*-условия формирования кварцевых жил (Енисейский кряж, Россия) / Н. А. Гибшер, А. А. Томиленко, М. А. Рябуха, А. Л. Тимкина // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 11. – С. 1851–1867.

25. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования цирконов пелагических илов из района арктических хребтов Ломоносова и Альфа-Менделеева / И. Н. Капитонов, О. В. Петров, С. С. Шевченко [и др.] // Регион. геология и металлогения. – 2014. – № 60. – С. 5–20.

26. Интерпретация геохимических данных : учеб. пособие / Е. В. Скляров, Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская [и др.] ; под ред. Б. В. Склярова. – М. : Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

27. Исследование флюидных включений в минералах Олимпиадинского Au-(Sb-W)месторождения (Енисейский кряж) / В. Ю. Прокофьев, З. Б. Афанасьева, Г. Ф. Иванова [и др.] // Геохимия. – 1994. – № 7. – С. 1012–1029.

28. Источники флюидов и рудного вещества золотой и сурьмяной минерализации Адычанского рудного района (Восточная Якутия) / В. В. Аристов, С. Г. Кряжев, О. Б. Рыжов [и др.] // Докл. АН. – 2017. – Т. 476, № 2. – С. 174–180.

29. Киргинцев, А. Н. Растворимость неорганических веществ в воде : справочник / А. Н. Киргинцев, Л. И. Трушникова, В. Г. Лаврентьева. – Л. : Химия, 1972. – С. 247.

30. Кряжев, С. Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук : 25.00.11 / Кряжев Сергей Гаврилович. – М., 2017. – 288 с.

31. Кряжев, С. Г. Современные проблемы теории и практики термобарогеохимии / С. Г. Кряжев // Руды и металлы. – 2010. – № 2. – С. 38–46.

32. Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации / М-во природ. ресурсов РФ. – 2-е изд. – 1:200 000. – Красноярск, 2002.

33. Летучие соединения серы в системе Fe–C–S при 5,3 ГПа и 1 300 °C / Е. И. Жимулев, В. М. Сонин, Т. А. Бульбак [и др.]. – 2015. – Т. 462, № 3. – С. 340–345.

34. Ли, Л. В. Геохимия золота в метаморфических и магматических сериях докембрия (на примере Енисейского кряжа) / Л. В. Ли, О. И. Шохина. – М. : Недра, 1985. – 133 с.

35. Лиханов, И. И. Геохимические свидетельства природы протолита железистоглиноземистых метапелитов Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, А. Е. Вершинин // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 119–131.

36. Ляхов, Ю. В. Некоторые геолого-геохимические особенности процессов золотоконцентрации в метаморфогенно-гидротермальных и магматогенно-гидротермальных минералообразующих системах / Ю. В. Ляхов, Н. Н. Павлунь // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений. – М.: ИГЕМ РАН, 2013. – С. 144.

37. Ляхович, В. В. Рациональная методика извлечения акцессорных минералов из гранитоидов : монография / В. В. Ляхович. – М. : Недра, 1966. – 48 с.

38. Марчук, М. В. Экспериментальное изучение процесса переноса петрогенных и рудных компонентов в восстановленных флюидах : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук : 25.00.04 / Марчук Марина Валерьевна. – Иркутск, 2008. – 15 с.

39. Мельников, Ф. П. Термобарогеохимия / Ф. П. Мельников, В. Ю. Прокофьев, Н. Н. Шатагин. – М. : Академ. проект, 2008. – 222 с.

40. Минералогия и условия формирования Новоширокинского золотополиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) / В. Ю. Прокофьев, Г. Д. Киселева, А. А. Доломанова-Тополь [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2017. – Т. 59, № 6. – С. 542–575.

41. Минералы : справочник : в 4 т. / гл. ред. Ф. В. Чухров. – М. : Изд-во АН СССР, 1960–1967. – Т. 1. – 617 с.

42. Миронова, О. Ф. Летучие компоненты природных флюидов по данным изучения включений в минералах: методы и результаты / О. Ф. Миронова // Геохимия. – 2010. – № 1. – С. 89–97.

43. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (северовосток России) / Н. А. Горячев, О. В. Викентьева, Н. С. Бортников [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 50, № 5. – С. 414–444.

44. Наумов, В. Б. Основные физико-химические параметры природных минералообразующих флюидов / В. Б. Наумов, В. А. Дорофеева, О. Ф. Миронова // Геохимия. – 2009. – № 8. – С. 825–851.

45. Наумов, В. Б. Физико-химические параметры формирования гидротермальных месторождений по данным исследований флюидных включений. П. Месторождения золота, серебра, свинца и цинка / В. Б. Наумов, В. А. Дорофеева, О. Ф. Миронова // Геохимия. – 2014. – № 6. – С. 483–506.

46. Неволько, П. А. Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа : дис. ... канд. геол.-минерал. наук : 25.00.11 / Неволько Петр Александрович. – Новосибирск, 2009. – 186 с.

47. Некрасова, Н. А. Особенности условий рудообразования месторождения Доброе (Енисейский кряж) по данным термобарогеохимии / Н. А. Некрасова, С. А. Сильянов, Ю. В. Бурнакова // Тр. ВЕСЭМПГ. – М., 2018. – С. 226–228.

48. Некрасова, Н. А. Структурная характеристика углеродистого вещества золоторудных месторождений Панимба и Эльдорадо (Енисейский кряж) / Н. А. Некрасова, С. А. Сильянов // Материалы V Междунар. конф. памяти акад. А. П. Карпинского. – СПб., 2017. – С. 771–774.

49. Некрасова, Н. А. Углеродистое вещество в жильном кварце и сланцах месторождения золота Панимба (Енисейский кряж) / Н. А. Некрасова, М. А. Рябуха // Материалы III Всерос. молодеж. науч. конф. – Улан-Удэ, 2015. – С. 230–234.

50. Николаева, Л. А. Газовые включения в самородном золоте / Л. А. Николаева // Записки ВМО. – 1954. – Т. 83, № 4. – С. 401, 402.

51. Новые данные по геологии и геохимии золото-кварцевого месторождения Родионовское (северо-восток России) / А. В. Волков, В. Ю. Прокофьев, Е. Э. Тюкова [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2017. – Т. 59, № 2. – С. 93–112.

52. О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2014 году / под ред. Е. А. Киселева // Государственный доклад. – М., 2015. – 319 с.

53. Особенности естественной электрической поляризации пород и руд золотосульфидного месторождения Благодатное (Енисейский кряж) / Ю. В. Колмаков, А. М. Сазонов, Е. В. Потехина [и др.] // Журн. Сиб. федер. ун-та. Сер. Техника и технологии. – 2008. – Т. 2, № 1. – С. 103–116.

54. Особенности рудообразующего флюида Au-Ag-эпитермального месторождения Тихое (северо-восток России) / Е. Е. Колова, А. В. Волков, В. Ю. Прокофьев [и др.] // Докл. АН. – 2015. – Т. 463, № 5. – С. 566–570.

55. Осоргин, Н. Ю. Хроматографический анализ газовой фазы в минералах (методика, аппаратура, метрология) / Н. Ю. Осоргин. – Новосибирск : Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1990. – 32 с.

56. Паддефет, Р. Химия золота / Р. Паддефет. – М. : Мир, 1982. – 259 с.

57. Пальянова, Г. А. Физико-химические особенности поведения золота и серебра в процессах гидротермального рудообразования / Г. А. Пальянова. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2008. – 221 с.

58. Первые данные о распределении РЗЭ, Li, Rb, Cs, Sr, Ba в самородном золоте месторождений основных золотоносных провинций России / А. Н. Некрасова, Л. А. Николаева, С. А. Миляев, С. В. Яблокова // Докл. АН. – 2010. – Т. 432, № 5. – С. 660–663.

59. Петров, В. Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы / В. Г. Петров. – Новосибирск : Наука, 1976. – Вып. 320. – 213 с.

60. Петровская, Н. В. Самородное золото / Н. В. Петровская. – М. : Наука, 1973. – 331 с.

61. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – 2-е изд., перераб. и доп. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.

62. Плечов, П. Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений / П. Ю. Плечов. – М. : Изд-во КДУ, 2014. – 268 с.

63. Полева, Т. В. Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже : монография / Т. В. Полева, А. М. Сазонов. – М. : Экон. газ., 2012. – 290 с.

64. Применение методов комбинационного рассеяния и ядерного магнитного резонанса для исследования генезиса структуры углеродных наноматериалов природного происхождения / А. Д. Алексеев, Е. В. Ульянова, В. В. Трачевский [и др.] // Физика и техника высоких давлений. – 2010. – Т. 20, № 3. – С. 126–139.

65. Прокофьев, В. Ю. Физико-химические параметры и геохимические особенности флюидов докембрийских золоторудных месторождений / В. Ю. Прокофьев, В. Б. Наумов, О. Ф. Миронова // Геохимия. – 2017. – № 12. – С. 1069–1087.

66. Распределение редкоземельных элементов в рудных телах Джимидонского полиметаллического месторождения и вмещающих породах (Северная Осетия, Россия) / М. В. Борисов, М. М. Волкова, Д. А. Бычков, Я. В. Бычкова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2011. – № 4. – С. 48–52.

67. Реддер, Э. Флюидные включения в минералах : в 2 т. / Э. Реддер. – М. : Мир, 1987. – Т. 1. – 558 с.

68. *РТХ*-параметры метаморфогенных и гидротермальных флюидов: изотопия и возраст формирования Богунайского золоторудного месторождения южной части Енисейского кряжа (Россия) / М. А. Рябуха, Н. А. Гибшер, А. А. Томиленко [и др.] // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 6. – С. 1153–1172.

69. Рудоносные флюиды золоторудного месторождения Эльдорадо (Енисейский кряж, Россия) / Н. А. Гибшер, А. А. Томиленко, А. М. Сазонов [и др.] // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – С. 983–996.

70. Рябчиков, И. Д. Восстановленные флюиды в гидротермальном рудообразовании / И. Д. Рябчиков, М. Н. Новгородова // Докл. АН СССР, 1981. – Т. 258, № 6. – С. 1453–1456.

71. Сазонов, А. М. *РТХ*-параметры образования золотосодержащего кварца Енисейских месторождений по термобарогеохимическим данным / А. М. Сазонов, С. А. Сильянов, Н. А. Некрасова // Цветные металлы и минералы – 2016 : сб. тез. докл. VIII Междунар. конгресса. – Красноярск : Науч.-инновац. центр, 2016. – С. 348–349.

72. Сердюк, С. С. Металлогеническое и прогнозное районирование золотоносности Красноярского края / С. С. Сердюк // Цветные металлы – 2010 : Тр. II Междунар. конгресса. – Красноярск, 2010. – С. 6–16.

73. Столбова, Н. Ф. Методы изучения осадочных пород : учеб. пособие / Н. Ф. Столбова, М. И. Шаминова. – Томск : Изд-во Том. политех. ун-та, 2013. – С. 83.

74. Стратиграфический кодекс России. – 3-е изд. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.

75. Структурные условия формирования и возможные источники рудного вещества Ганеевского месторождения золота (Южный Урал) / С. Е. Знаменский, С. В. Мичурин, Т. А. Веливецкая, Н. М. Знаменская // Литосфера. – 2014. – № 6. – С. 118–131.

76. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) / А. В. Травин, Д. С. Юдин, А. Г. Владимиров [и др.] // Геохимия. – 2009. – Т. 11. – С. 1181–1199.

77. Типоморфизм арсенопирита золоторудных месторождений Благодатное и Олимпиада (Енисейский кряж) / А. М. Сазонов, С. Д. Кирик, С. А. Сильянов [и др.] // Минералогия. – 2016. – № 3. – С. 53–70.

78. Типоморфизм минералов : справочник / под ред. Л. В. Чернышовой. – М. : Недра, 1989. – 560 с.

79. Томиленко, А. А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский кряж (по данным изучения флюидных включений) / А. А. Томиленко, Н. А. Гибшер // Геохимия. – 2001. – № 2. – С. 167–177.

80. Томиленко, А. А. Флюидные включения в золотокварцевых жилах рудопроявления Благодатное (Енисейский кряж, Россия) / А. А. Томиленко, Н. А. Гибшер // Золото Сибири: геохимия, технология, экономика : материалы IV Междунар. симпозиума. – Красноярск : Изд-во КНИИГиМС, 2006. – С. 30, 31.

81. Углеводороды флюидных включений в минералах руд месторождений золота Енисейского кряжа / Т. А. Бульбак, А. А. Томиленко, А. М. Сазонов [и др.] // Тез. XVIII Всерос. конф. по термобарогеохимии. – М. : Минерал. музей им. А. Е. Ферсмана, 2018. – С. 32–34.

82. Фации метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев [и др.]. – М. : Недра, 1969. – 432 с.

83. Физико-химическая характеристика золотоносных растворов / Л. Г. Пальмова, Л. А. Копнева, П. А. Иванов, А. М. Прусаков // Теория и практика термобарогеохимии. – М. : Наука, 1978. – С. 101–106.

84. Физико-химические параметры и возраст формирования Васильковского золоторудного месторождения (Северный Казахстан) / М. О. Хоменко, Н. А. Гибшер, А. А. Томиленко [и др.] // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 12. – С. 2192–2217.

85. Филиппов, М. М. Рамановская спектроскопия как метод изучения глубокоуглефицированного органического вещества. Основные направления использования / М. М. Филиппов // Тр. Карел. науч. центра РАН. – 2014. – № 1. – С. 115–134.

86. Фисенко, В. Г. Предпосылки и признаки золоторудной минерализации северовосточного склона Енисейского кряжа и перспективы промышленной золотоносности : дис. ... канд. геол.-минерал. наук : 25.00.11 / Фисенко Виталий Геннадьевич. – Красноярск, 2016. – 136 с.

87. Характеристика металлоносных флюидов и возраст формирования золоторудного месторождения Панимба (Енисейский кряж, Россия) / Н. А. Гибшер, М. А. Рябуха, А. А. Томиленко [и др.] // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 11. – С. 1721–1741.

88. Характеристика процессов рудообразования на Au-(Sb-W)-месторождении Олимпиада (по данным изучения минеральных парагенезисов и флюидных включений) / Н. Н. Баранова, З. Б. Афанасьева, Г. Ф. Иванова [и др.] // Геохимия. – 1997. – № 3. – С. 282–293.

89. Элементы платиновой группы и рений во флюидах Олимпиадинского золоторудного месторождения (Енисейский кряж, Россия) / Н. А. Гибшер, О. А. Козьменко, А. А. Томиленко [и др.] // Тез. XVIII Всерос. конф. по термобарогеохимии. – М. : Минерал. музей им. А. Е. Ферсмана, 2018. – С. 36–38.

90. Эльшенбройх, К. Металлоорганическая химия / К. Эльшенбройх. – М. : БИНОМ, 2011. – 746 с.

91. Bakker, R. J. Fluids: new software package to handle microthermometric data and to calculate isochors / R. J. Bakker // Memoir Geol. Soc. -2001. $-N_{2}$ 7. -P. 23–25.

92. Bottrell, S. H. The geochemical behavior of nitrogen compounds during the formation of black shale hosted quartz-vein gold deposits, North Wales / S. H. Bottrell, M. F. Miller // Appl. Geochemistry. -1990. - Vol. 5, No 3. - P. 289-296.

93. Bowers, T. S. The deposition of gold and other metals: pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures / T. S. Bowers // Geochimica and Cosmochimica Acta. – 1991. – Vol. 55. – P. 2417–2434.

94. Brown, P. E. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data / P. E. Brown // Amer. Mineralogist. – 1989. – Vol. 74. – P. 1390–1393.

95. Brown, P. E. MacFlinCor and its application to fluids in Archean lode-gold deposits / P. E. Brown, Steffen G. Hagemann // Geochimica and Cosmochimica Acta. $-1995. -Vol. 59. -N_{2} 19. -P. 3943-3952.$

96. Burke, E. A. Raman microspectrometry of fluid inclusions / E. A. Burke // Lithos. – 2001. – N_{2} 55. – P. 139–158.

97. Clarke, F. W. The Composition of the Earth's Crust / F. W. Clarke, H. S. Washington // U. S. Dep. Interior, Geol. Surv. – 1924. – Vol. 770.

98. Deciphering the complex fluid history of a greenstone-hosted gold deposit: fluid inclusion and stable isotope studies of the Giant Mine, Yellowknife Northwest Territories, Canada / K. I. Shelton, T. A. McMenamg, E. H. van Hees, H. Falck // Econ. Geology. – 2004. – Vol. 99. – P. 1643–1663.

99. Dubessy, J. Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions / J. Dubessy, B. Poty, C. Ramboz // Eur. J. of Mineralogy. – 1989. – N_{2} 1. – P. 517–534.

100. Ferry, J. M. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet / J. M. Ferry, F. S. Spear // Contr. to Mineralogy and Petrology. – 1978. – № 66. – P. 113–117.

101. Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia) / A. A. Tomilenko, N. A. Gibsher, Y. V. Dublaynsky, L. Dallai // Economic Geology. – 2010. – Vol. 105. – P. 375–394.

102. Geochemical assessment of hydrocarbon migration phenomena: Case studies from the south-western margin of the Dead Sea Basin / E. Sokol, O. Kozmenko, S. Smirnov [et al.] // J. of Asian Earth Sciences. -2014. - Vol. 93. - P. 211–228.

103. Gizè, A. F. Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits / A. F. Gizè // Econ. Geology. – 1999. – Vol. 94. – P. 967–980.

104. Halocarbons and other trace heteroatomic organic compounds in volcanic gases from Vulcano (Aeolian islands, Italy) / F. M. Schwandner, T. M. Seward, A. P. Gize [et al.] // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2013. – Vol. 101. – P. 191–221.

105. Hardie, L. A. Origin of $CaCl_2$ brines by basalt-seawater interaction insights provided by some simple mass balance calculations / L. A. Hardie // Contr. to Mineralogy and Petrology. – 1983. – Vol. 82. – P. 205–213.

106. Hoisch, T. D. A muscovite-biotite geothermometer / T. D. Hoisch // Amer. Mineralogist. - 1989. - Vol. 74. - P. 565-572.

107. Holdaway, M. J. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations / M. J. Holdaway, S. M. Lee // Contr. to Mineralogy and Petrology. -1977. - Vol. 63. - P. 175-198.

108. Holdaway, M. J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram / M. J. Holdaway // Amer. J. of Science. – 1971. – Vol. 271. – P. 97–131.

109. Hydrocarbons as ore fluids / A. A. Migdisov, X. Guo, H. Xu [et al.] // Geochemical Perspectives. Letters. – 2017. – Vol. 5. – P. 47–52.

110. Kleemann, U. Garnet-biotite thermometry revisited: The effect of AlVI and Ti in biotite / U. Kleemann, J. Reinhardt // Eur. J. of Mineralogy. – 1994. – Vol. 6. – P. 925–941.

111. Kretschmar, U. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe–As–S and their application / U. Kretschmar, S. D. Scott // Can. Mineral. – 1976. – Vol. 14. – P. 364–386.

112. Lambert, J. M. The kinetics and mechanism of the pyrite-to-pyrrhotite transformation / J. M. Lambert, G. Simkovich, P. L. Walker // Metallurgical and materials transformations. – 1998. – Vol. 29. – P. 951–963.

113. Larionov, A. N. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U/Pb zircon ages of gabbros and syenite / A. N. Larionov, V. A. Andreichev, D. G. Gee // Geological Society. – London, 2004. – Vol. 30, N 1. – P. 69–74.

114. McCollom, T. M. The influence of minerals on decomposition of the n-alkul-a-amino acid norvaline under hydrothermal conditions / T. M. McCollom // Geochimica et Cosmochimica Acta. -2013. - Vol. 104. - P. 330–357.

115. McDonough, W. F. The composition of the Earth / W. F. McDonough, S.-s. Sun // Chem. Geology. – 1995. – № 120. – P. 223–253.

116. Mernagh, T. P. Transport and precipitation of gold in Phanerozoic metamorphic terranes from chemical modeling of fluid-rock interaction / T. P. Mernagh, F. P. Bierlein // Econ. Geology. – 2008. – Vol. 103. – P. 1613–1640.

117. Mishra, B. Metamorphism, fluid flux and fluid evolution relative to gold mineralization in the Hutti-Mashi Schist Belt, Eastern Dharwar Craton, India / B. Mishra, N. Pal // Economic Geology. -2008. - Vol. 103, No 4. - P. 801–827.

118. Monecke, T. Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study / T. Monecke, U. Kempe, J. Götze // Earth and Planetary Science Letters. $-2002. - N_{\odot} 202. - P. 709-724.$

119. Naden, J. Role of methane and carbon dioxide in gold deposition / J. Naden, T. J. Shepherd // Letters to Nature. – 1989. – Vol. 342. – P. 793–795.

120. Norman, D. I. Interpreting geothermal processes and fluid sources from fluid inclusion organic compounds and CO_2/N_2 rations / D. I. Norman, N. Blamey, J. N. Moore // Proceedings XXVII Workshop on geothermal reservoir engineering, Stanford University. – Stanfard, 2002. – P. 28–30.

121. Organic geochemistry and mineralogy. I. Characterisation of organic matter associated with metal deposits / P. F. Greenwood, J. J. Brocks, K. Grice [et al.] // Ore geology reviews. -2013. $-N_{0} 50$. -P. 1–27.

122. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments; a new geothermometer / O. Beyssac, B. Goffe, C. Chopin, J. N. Rouzaud // J. Metamorphic Geology. $-2002. - N_{2} 20. - P. 859-871.$

123. Robert, F. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada / F. Robert, W. C. Kelly // Econ. Geology. – 1987. – Vol. 82. – P. 1464–1482.

124. Scott, S. D. Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments / S. D. Scott // Miner. Mag. – 1983. – Vol. 47. – P. 427–435.

125. Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits / T. Monecke, U. Kempe, J. Monecke [et al.] // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2002. – Vol. 66, No 7. – P. 1185–1196.

126. The synthesis of methane and heavier hydrocarbons in the system graphite-iron-serpentine at 2 and 4 GPa and 1 200 $^{\circ}$ C / A. A. Tomilenko, A. I. Chepurov, V. M. Sonin [et al.] // High Temperatures – High Pressures. – 2015. – Vol. 44. – P. 451–465.

127. Thiéry, Régis. Vx properties of CH₄–CO₂ and CO₂–N₂ fluid inclusions: modelling for T < 31 °C and P < 400 bars / Régis Thiéry, A. M. Alfonsus Martinus van den Kerkhof, J. Jean. Dubessy // Eur. J. of Mineralogy. – 1994. – Vol. 6, № 6. – P. 753–771.

128. Toulmin, P. A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite / P. Toulmin, P. B. Barton // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1964. – Vol. 288. – P. 641–671.

129. Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China / L. Kun, Y. Ruidong, C. Wenyong [et al.] // Chin. J. Geochem. – 2014. – Vol. 33. – P. 109–118.

130. Xu, G. Fluid inclusions with NaCl–CaCl₂–H₂O composition from the Cloncurry hydrothermal system, NW Queensland, Australia / G. Xu // Lithos. -2000. - Vol. 53. - P. 21–35.

Фондовые

131. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Панимбы : окончательный отчет Кординской ГСП за 1963–65 гг. по геологической съемке масштаба 1:50 000 / В. Г. Петров, А. А. Сафронова [и др.]. – Мотыгино, 1965.

132. Звездин, И. Г. Дополнение к проекту на проведение поисковых и оценочных работ в Панимбинском рудном узле в 2005–2009 гг. / И. Г. Звездин. – Еруда, 2008. – 113 с.

133. Качевский, Л. К. Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 / Л. К. Качевский. – 2-е изд. – Красноярск, 1998. – Т. 1, 2. – 190 с.

134. Отчет о геологическом доизучении площади южной части Северо- Енисейского золотоносного района в масштабе 1:50 000 (листы О-46-7-Г, О-46-19-Б, О-46-20-А, Б, В, Г, О-46-21-В, О-46-32-Б), проведенном в 1979-83 гг. Центральной партией / А. И. Вызу, Ю. Ф. Авдеевский, Л. Н. Малахова [и др.]. – Мотыгино, 1983. – Т. 1. – Кн. 1. – 371 с.; Кн. 2. – 228 с.; Кн. 3. – 94 с.

135. Поиски рудного золота на площади Панимбинского рудного узла : отчет Северо-Енисейской партии за 1985–1988 гг. / М. В. Крысин [и др.]. – Северная ГРЭ, 1988. – 253 с.

136. Страгис, Ю. М. Проект на проведение поисковых и оценочных работ в Панимбинском рудном узле в 2005–2008 гг. / Ю. М. Страгис. – Красноярск, 2005. –131 с.

137. Структурно-петрологический анализ рудовмещающих комплексов Панимбинского рудного узла (Енисейский кряж) : отчет / П. А. Тишин, А. М. Сазонов, И. Ф. Гертнер [и др.]. – Томск, 2010. – 193 с.