

Санкт-Петербургский Государственный Университет

ХЛЕБНИКОВ Максим Сергеевич

Выпускная квалификационная работа

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ БАЗОВСКОГО ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ВЕРХНЕ-ИНДИГИРСКИЙ РАЙОН, ЯКУТИЯ)

Основная образовательная программа бакалавриат

«Геология»

Профиль геохимия

Научный руководитель: к.г.-м.н.,
доцент БАДАНИНА Елена Васильева

Рецензент: к.г.-м.н.,
ТОЛМАЧЕВА Елена Васильевна

Санкт-Петербург

2018

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Геологическая характеристика Верхне-Индибирского промышленного района	5
1.1. Общие сведения о золоторудных месторождениях Верхне-Индибирского промышленного района.....	8
Глава 2. Геологическое строение Базовского рудного поля	11
2.1 Стратиграфия	12
2.2. Тектоника.....	19
Глава 3. Минералогия руд Базовского месторождения	23
Глава 4. Оценка физико-химических условий формирования золоторудной минерализации Базовского месторождения на примере жилы Полосчатая.....	31
4.1. Термобарогеохимические исследования.	35
4.2. Изучение состава флюидных включений методом рамановской спектроскопии.	37
Заключение.....	41
Список литературы.....	42
Приложение.....	44

Введение

Настоящая научно-исследовательская работа посвящена изучению условий образования месторождения Базовское, расположенного в центральной части крупнейшего на северо-востоке Республики Саха (Якутия) Верхне-Индибирского горнопромышленного района.

Актуальность работы обусловлена необходимостью реконструкций условий образования золоторудных месторождений золото-кварцевого типа, к которым относится месторождение Базовское. Эта информация нужна для понимания закономерностей концентрации золота в ходе геологического развития Базовского рудного поля.

Планомерное геологическое изучение района работ началось с 1937 года, с образованием Верхне-Индибирского геологоразведочного управления (ВИГРУ) Дальстроя под руководством В.А. Цареградского. Золотоносность среднего течения р. Эльги установлена в 1944 г. (Дмитриев, 1944). В период с 1947 г. по 1959 г. в бассейне р. Эльги были разведаны месторождения россыпного золота, в том числе и расположенные на площади работ: р. Базовский (Дорошенко, 1952), рр. Угловой и Жильный (Хайт, Дорошенко, 1953); рр. Обрыв, Развалистый, Промежуточный (Иноземцев, 1957). К настоящему времени россыпи полностью или частично отработаны.

В 50-е – 80-е годы прошлого века поисковые и разведочные работы проведены в целом на хорошем уровне и с высокой эффективностью. Недостатками разведочных работ является то, что основное внимание было уделено кварцевым жилам. Вмещающие их метасоматически измененные породы или вообще не опробовались, или это делалось не повсеместно. Рудное поле недостаточно изучено бурением, поэтому золотоносные жилы остались недоизученными на глубину.

В 2003 году при определении направлении работ Окуневым А.Е. («Якутскгеология») была сделана переинтерпретация материалов по Базовскому золоторудному «месторождению» с выводом, что основное золотое оруденение локализовано не в кварцевых жилах, а в минерализованных зонах дробления, которые были выделены ранее, но не оценены предшественниками. В дальнейшем было выяснено, что золотое оруденение в большей степени связано с минерализованными зонами дробления и смятия.

Важность золотоносных площадей как одной из основ ресурсной базы северо-востока Якутии и необходимость в реконструкции генезиса руд ясна, поэтому цель работы была заключена в оценке условий образования месторождения золота Базовское.

Задачи исследования:

- Выделить и охарактеризовать минеральные ассоциации
- Оценить физико-химические условия образования минеральных ассоциаций
- Охарактеризовать состав рудообразующего флюида

Работа выполнена на материале, предоставленном В.Н.Войтенко и ЗАО «ГРК «Западная»

Методы исследований:

Изучение основной и фондовой литературы в целях выяснения структурной, тектонической позиции месторождения, морфологических особенностей и состава руд;

Изготовление аншлифов, пластинок проводилось в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель»;

Химический состав минералов выявлен на системе со сфокусированными электронным и ионным зондами QUANTA 200 3D, на базе которой смонтирован аналитический комплекс Regasus 4000 в ресурсном центре микроскопии и микроанализа и сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400 ресурсном центре СПбГУ «Геомодель»

Оценка P-T условий проводилась на основе термобарогеохимических исследований на термостойке THMSG-600-ec, установленном на стойке оптического микроскопа Olympus BX53F в ресурсном центре «Геомодель».

Состав газов флюидных включений в различных типах кварца анализировался с использованием рамановского спектрометра Horiba LabRam HR 800 в ресурсном центре «Геомодель» (аналитик Бочаров В.Н.)

Глава 1. Геологическая характеристика Верхне-Индибирского промышленного района

Территория Верхне-Индибирского района относится к области Верхояно-Колымской мезозойской орогенной области. Структурный план складчатости и разломов сформировался в связи с коллизией Колымо-Омолонского составного террейна и Восточно-Сибирской платформы, произошедшей в конце Юрского периода – начале неокомового века нижнего мела.

На территории Верхне-Индибирского района наблюдается сочленение крупных частей Верхояно-Колымской мезозойской орогенной области: Верхоянского складчато-надвигового пояса с запада, Кулар-Нерского сланцевого пояса и Полуосно-Дебинского террейна аккреционного клина с востока. Верхоянский складчато-надвиговой пояс сформирован на погруженной окраине того же докембрийского метаморфического фундамента, что и в пределах Сибирской платформы. Докембрийский фундамент полого погружается со стороны платформы, отделяясь от слагающих его мощных осадочных толщ системами пологих субгоризонтальных срывов. Предполагается, что верхоянский терригенный комплекс мощностью до 10 км залегает непосредственно на раннедокембрийском кристаллическом фундаменте (Тектоника и геодинамика..., 2001).

Сочленение Верхоянского складчато-надвигового пояса и Кулар-Нерского сланцевого пояса традиционно проводят по Адыча-Тарынскому глубинному разлому, наследующего одноименную троговую зону. Адыча-Тарынская троговая зона контролировала проявления контрастного базальт-риолитового магматизма юрского возраста и миграцию флюидов, возможно, обогащавших золотом терригенные отложения (Имаметдинов и др., 2011). Согласно реконструкциям, Адыча-Тарынская троговая зона интерпретируется как континентальная рифтовая впадина (Бергер, 1990).

В пределах Верхне-Индибирского района преимущественно распространены терригенные отложения Верхоянского комплекса T1-J3 возраста: турбидиты континентального склона пассивной континентальной окраины, его подножия, глубоководные черные сланцы и вулканогенно-осадочные толщи, а также четвертичные континентальные образования (Ефимов, 2007).

Особенностью вмещающих толщ Верхоянского комплекса в пределах Адыча-Тарынского разлома является повышенная дислоцированность отложений. Повсеместно в алевролитах развит кливаж течения (сланцеватость) и послойные срывы в песчанистых пачках.

Сложность складчатых дислокаций определяется выделением четырех генераций складок, различной ориентировки и размеров (от дециметров до десятков, реже сотен метров), по морфологии складки относятся к типам 1В (концентрические), 1С (с большей мощностью в замке, чем на крыльях) и 2 (подобные).

Широко распространена наложенная складчатость, в том числе повторное деформирование лежащих складок. В связи со складками третьей генерации устанавливаются протяженные пологие надвиги, висячих крыльях которых сланцеватость в алевролитах залегает параллельно, а в песчаниках субперпендикулярно поверхностям надвигов. Наиболее поздними разрывами являются левосторонние и правосторонние сдвиги в ассоциации со складками четвертой генерации. Связанные со складками три генерации надвигов были сформированы до внедрения раннемеловых магматических пород (Парфенов, Рожин, Третьяков, 1988).

Отложения верхоянского комплекса прорваны магматическими образованиями двух возрастных групп: позднеюрской (диориты и дайки пестрого состава) и раннемеловой (граниты, дайки гранит-порфиров, аплитовидных и пегматоидных гранитов). Внедрение интрузивов раннемелового возраста происходило с волжского века по туронский включительно (Бахарев и др., 1997; Layer, Newberry, Fujita, Parfenov, Bakharev, 2001). Ближайшими к площади Эльгинского рудного узла крупными интрузивными образованиями являются раннемеловые Право-Арангаский гранодиоритовый шток и Тонор-Арангаский гранитный массив, на самой площади Эльгинского рудно-россыпного узла широко развиты дайки нера-бохапчинского комплекса.

Геологическое строение Верхне-Индибирского района находит отражение также и в геофизических полях. Согласно геофизическим исследованиям, мощность земной коры составляет не более 35 км, вдоль простирания Адыча-Тарынского глубинного разлома фиксируются локальные линейные положительные аномалии магнитного и гравитационного полей, окаймленные изометричными и брахиформными слабыми (до 3 мГал) гравитационными минимумами, соответствующие массивам гранит-гранодиоритовых комплексов (Нургалеев, 2003; Стогний и др., 2003; Стогний, 2005).

Положительные магнитные аномалии фиксируют зоны развития контактово-метаморфизованных пород в экзоконтакте интрузивных массивов, как правило, выходящих на дневную поверхность, и участки интенсивной сульфидизации пирит-пирротинового состава вдоль разрывных нарушений (Имаметдинов и др., 2011).

Основными морфоструктурами Верхне-Индибирского района являются (Гусев, 1979): Адычанский брахиантиклинорий, Нера-Омчугский антиклинорий, Эльгинский и

Нельканский брахиантиклинории, Нерский антиклинорий, Тарынский и Иньяли-Дебинский синклинории, Тарын-Юряхская грабен-синклиналь (рис. 1). Вдоль Адыча-Тарынского глубинного разлома наблюдаются кольцевые космолинеаменты, соотносимые с магматогенными сводами. Наибольшей по размеру и сложности строения в Верхне-Индигирском районе является Верхне-Индигирская кольцевая структура (Тас-Кыстабыхский гранодиорит-дацитовый вулcano-плутонический комплекс), включающая разновозрастные интрузивные и эффузивные комплексы (Бахарев и др., 1997; Акимов, 2004; Имаметдинов и др., 2011).

Адыча-Тарынский глубинный разлом выражен на поверхности Земли взбросо-надвигами северо-западного простирания и сдвигами субширотного простирания (рис. 1). Эти разрывные нарушения расположены эшелонированно вдоль простирания Адыча-Тарынского глубинного разлома (Шахтыров, 2009) и могут сопоставляться со структурным парагенезисом сколов в осадочном чехле в модели неоднородного по глубине и простиранию сдвига в фундаменте, которая была описаны в результате тектонофизических исследований (Ребецкий, Михайлова, Сим, 2007).

К Адыча-Тарынской глубинному разлому, протягивающемуся в северо-западном направлении около 900 км, пространственно приурочена одноименная золото-сурьяная минерагеническая зона. В пределах Эльгинского, Тарынского и Малтанского рудно-россыпных узлов Адыча-Тарынской золото-сурьяной зоны субширотные сдвиговые разломы вместе со взбросо-надвигами северо-западного простирания формируют разломные дуплексы с длительной историей развития, контролирующие размещение золотого оруденения (Войтенко, Худолей, Хлебакин и др., 2010; Войтенко, Тихонова, Козлов и др., 2014). Сдвиговые субширотные разломы являются поздними относительно взбросо-надвигов северо-западного простирания, так как наблюдаются в виде прямолинейных разрывов, в то время как взбросо-надвиги изменяют простирание от северо-западного до широтного при приближении к субширотным разломам (рис. 1).

На ранних этапах субширотные разрывные нарушения характеризуются сдвиго-сбросовой кинематикой, что подтверждается расположением вдоль этих разломов даек nera-бохапчинского комплекса. На поздних этапах вдоль субширотных разрывных нарушений наблюдаются структурные парагенезисы, характеризующие знакопеременную сдвиговую кинематику от сбросо-сдвиговой до сдвиго-взбросовой. Сбросо-сдвиговая кинематика подтверждается кинематическим анализом жил и прожилков, оперяющих разрывные нарушения.

Сдвиго-взбросовая кинематика определяется локальными субширотными складчато-надвиговыми структурами на периклинальных замыканиях региональных антиклиналей северо-западного простирания и взбросами (Фридовский, Гамянин, Полуфунтикова, 2014; Войтенко, Задорожный, Тихонова, 2015).

Аналогичные знакопеременные структурные парагенезисы были выявлены при анализе зон продольных разломов, в частности, Тенькинского разлома, являющегося продолжением Адыча-Тарынского глубинного разлома в Магаданской области (Шахтыров, 2009).

Полезные ископаемые района представлены россыпными месторождениями и проявлениями золота и касситерита; коренными месторождениями и проявлениями золота, сурьмы, серебра, олова, вольфрама, молибдена, лития, бора, бурых углей и строительных материалов. Ведущее значение в экономике региона принадлежит золотодобывающей отрасли.

1.1. Общие сведения о золоторудных месторождениях Верхне-Индигирского промышленного района

Золоторудные месторождения Верхне-Индигирского района представлены тремя генетическими типами (рис. 1.3.): золото-кварцевым, золото-редкометальным и золото-сурьмяным (Гамянин, 2001), размещение которых в геологических структурах подчиняется следующим основным закономерностям (Акимов, 2004):

1. Области распространения золото-кварцевых месторождений и рудопроявлений контролируются хлорит-серицитовой зоной регионального зонального метаморфизма терригенных пород верхоянской серии. При этом в породах, метаморфизованных выше изограды биотита золото-кварцевое оруденение не обнаружено (Бергер, Мамонов, 1972);

2. В пределах хлорит-серицитовой зоны золото-кварцевые месторождения обычно приурочены к разломам соскладчатого простирания в ядрах антиклинальных складок, локализуясь, преимущественно, среди песчаников и пачек переслаивания песчаников и алевролитов (месторождения Бадран, Пиль, Дrajный);

3. Размещение золото-редкометальных месторождений контролируется поперечными к складчатости зонами разрывных нарушений, к которым приурочены небольшие гранитоидные массивы, образующие «поперечные ряды». Месторождения локализуются в апикальных и надапикальных приконтактных частях интрузий (месторождение Эргелях и др.);

4. Золото-сурьмяные месторождения и проявления в виде узкой полосы, мощностью в первые километры трассируются вдоль зоны Адыча-Тарынского глубинного разлома на протяжении 900 км (Сарылах, Малтан). Одноимённая разлому металлогеническая зона является вложенной в широкую золото-кварцевую полосу, по мощности сопоставимую с шириной Главного золотоносного пояса Верхояно-Колымской провинции. К узлам пересечения металлогенических зон приурочены полигенные рудные месторождения, например, Малый Тарын и другие.

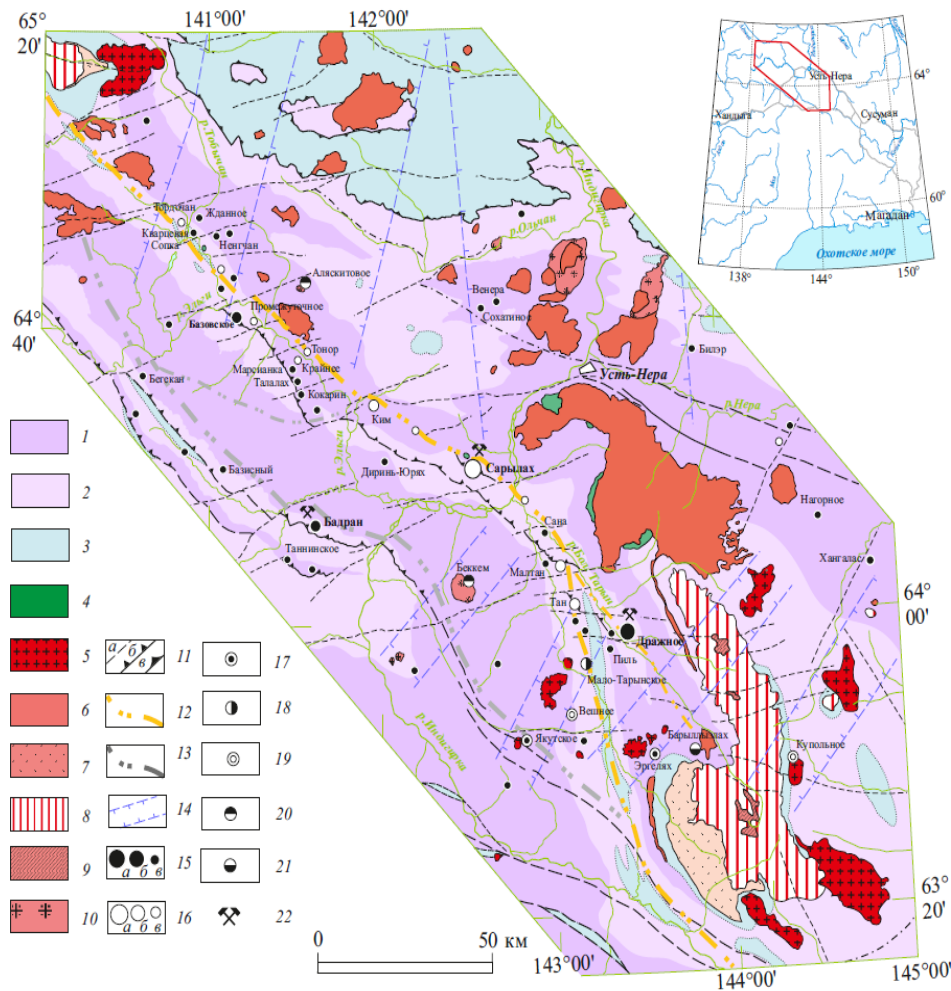


Рис.1 Положение рудных месторождений на схеме геологического строения Верхне-Индигорского района. Геологическая основа по (Данилогорский, 1970); (Тектоника и геодинамика..., 2001); (Бахарев и др., 1997), с дополнениями (Акимов, 2004), (Имамединов и др., 2011). Терригенные и вулканогенно-осадочные отложения: 1 - среднего и нижнего триаса; 2 - карнийского яруса верхнего триаса, 3 - норийского яруса, 4 - ранне- и среднеюрские нерасчлененные; Магматические комплексы: 5 - позднеюрский диоритовый, 6-8 - раннеэокомовый гранодиорит-гранитный (6), адамеллит-гранитный (7), и риолитовый (8); 9-10 - позднеэокомовые дацитовый (9), то же с микропегматитовыми гранодиорит-порфирами (10), 11 - апт-альбский гранит-лейкогранитный; Разрывные, кольцевые структуры и геофизические аномалии: 12 - кольцевой космолинеament; 13 - Адыча-Тарынский глубинный разлом; 14 - разрывные нарушения (а), надвиги и взбросы (б); 15 - поперечные, зоны палеораздвигов в основании мезозоид, в т.ч. скрытых (У - Усть-Нерская, К - Курдатская, Э - Эргеляхская, Ч - Чинкаганская, Б - Беккемская, О - Ольчанская); 16 - кольцевые структуры, Сарычевское кольцо (а) по (Рудич, 1959); 17 - зоны дуговых разрывов; 18 - положительные линейные гравитационные аномалии по (Нургалеев, 2003; Стогний и др., 2003), фиксирующие зоны палеораздвигов в основании мезозоид. Рудные месторождения: 19 - золото-кварцевые промышленно значимые (а), средние и мелкие (б, в); 20 - золото-редкометалльные (Au-Te-Vi); 21 - золото-сурьмяные (а - крупные, б - средние и мелкие, в - рудопроявления); 22 - Мало-Тарынское полигенное месторождение; 23 - олово-серебро-полиметаллические; 24 - молибден-вольфрамовые; 25 - касситерит-сульфидные. Складчатые структуры: НА - Нерский антиклинорий, ИДС - Иньяли-Дебинский синклинорий, ЭБ - Эльгинский брахисинклинорий, ТС - Тарынский синклинорий, НБ - Нельканский брахиантиклинорий, ТЮ - Тарын-Юряхская грабенсинклиналь, МТ - Мыннычан-Тобычанская грабенсинклиналь, АБ - Адычанский брахиантиклинорий, ТБА - Тобычанский антиклинорий, ТА - Талалахская антиклиналь, ОА - Ольчанский антиклинорий, ЭС - Эгеляхская синклиналь

Глава 2. Геологическое строение Базовского рудного поля

Базовское рудное поле входит в Эльгинский рудно-россыпной узел Адыча-Тарынской золото-сурьмяной зоны, который находится на стыке двух крупных структур Верхояно-Колымской складчатой системы, граничащих по Адыча-Тарынскому глубинному разлому: Эльгинского брахисинклиория и сменяющей его на юго-запад Адычанского антиклиория. Они являются структурами I порядка для Эльгинского рудного узла (Государственная карта, 2005).

В строении узла участвуют терригенные морские отложения проксимальных и дистальных частей подводных конусов выноса норийского яруса позднего триаса, являющиеся составной частью Верхоянского комплекса и континентальные образования четвертичного возраста. Из магматических образований на площади Базовского рудного поля распространены дайки позднеюрского возраста среднего-основного состава. Подавляющая часть дайковых тел ориентирована вдоль субширотных разрывных нарушений. Эльгинский брахисинклиорий представлен на площади Эльгинского рудного узла своим юго-западным крылом. На правом берегу р. Эльги Эльгинский брахисинклиорий осложнен складками II порядка: Талалахской антиклиналью и сменяющей её к северу Безымянной антиклиналью; к юго-западу от них – Эгеляхской синклиналью и сменяющей её по простиранию Голубичной брахисинклиналью. На всем своем протяжении Эльгинский брахисинклиорий осложнен взбросами и надвигами северо-западного простирания, и сдвигами субширотного простирания, с относительной амплитудой вертикального перемещения крыльев до первой сотни метров. В структурном плане центральная и северо-восточная часть Базовского рудного поля характеризуются чередованием узких (1-1.5 км) складчато-надвиговых (взбросовых) структур северо-западного простирания (Диагональный разлом и взброс рудопроявления Промежуточное) и широких (около 4 км) структурных доменов моноклиального падения на северо-восток.

Юго-западная часть Базовского рудного поля, по результатам геологического картирования, представлена узкой складчато-надвиговой структурой руч. Нижний в замке Майской антиклинальной складки II порядка. Складчатые структуры II порядка (Голубичная и Безымянная складки), расположены в лежащем крыле Диагонального разлома, юго-западное крыло Голубичной синклинали является смыкающим с Майской антиклиналью (рис.2). Метасоматически измененные породы распространены в висячих крыльях взбросов и надвигов и вдоль контактов дайковых тел. Широкое распространение имеют соскладчатые карбонат-кварцевые жилы и прожилки.

2.1 Стратиграфия

Осадочные толщи Базовского рудного поля относятся к Верхоянского комплексу континентального склона Верхоянской пассивной континентальной окраины норийского возраста. Рыхлые отложения, в том числе золотоносные, соответствуют плиоценовому, плейстоценовому и голоценовому возрастам.

Терригенные отложения карнийского и норийского яруса впервые были выделены В.К. Лежоевым (Лежоев, 1933), мощностью 800 и 4500 м, соответственно. Мощность карнийских и норийских отложений была уточнена В.И. Дмитриевым (Дмитриев, 1944), в 500 и 1850 м, соответственно. На основании многочисленных находок осадочные отложения карнийского и норийского возраста были расчленены на ярусы, а норийский ярус по литологическим признакам был впервые расчленен В.Г. Камалюком на две свиты: нижнюю (песчаниковую) мощностью 600-650 м и верхнюю (песчаниково-сланцевую), мощностью 500-550 м (Камалюк, 1950).

Эти свиты были более детально расчленены на литологические пачки В.Д. Николаевым, опорные разрезы которого были сделаны по водоразделам рр. Смородиновый-Угловой, рр. Угловой-Промежуточный (Николаев, 1953). На водоразделе рр. Базовский-Обрыв в кровле верхней (песчаниково-сланцевой) пачки был установлен тектонический контакт. Геологический разрез по водоразделу рр. Базовский-Обрыв был уточнен Ю.Г. Толпегиним (Толпегин, 1960). В результате этих работ были подтверждены тектонические контакты между нижней и верхней свитами, установлено быстрое выклинивание литологических подразделений по простиранию и сокращена мощность верхней свиты до 150 м.

По результатам геологосъемочных работ Л.Н. Попова и Е.П. Данилогорского масштаба 1:200000 эти свиты (толщи) были отнесены к нижнему и среднему подъярусам норийского яруса верхнего триаса, соответственно (Попов, Данилогорский, 1970). По результатам геологосъемочных работ С.В. Петрова масштаба 1:50000 (Петров, 1975) эти свиты были отнесены к среднему подъярису (ТЗн21-2): нижняя свита, мощностью 500-600 м, к зоне *Eomonotis scutiformis*, а верхняя свита, мощностью 780-800 м, к зоне *Eomonotis jakutica* (Дорофеев, 1980). В отчете В.Я. Сорокина (Сорокин, 2000) верхняя свита отнесена уже к зоне *Monotis ochotica* верхнего подъяруса норийского яруса (ТЗн3).

По результатам определений палеонтологических находок И.В. Полуботко (ФГБУ ВСЕГЕИ) осадочные толщи Базовского рудного поля норийского возраста относятся к Черняйской свите (ТЗсг) верхнего триаса среднего (ТЗн21-2) и верхнего (ТЗн31-3) подъярусов норийского яруса региональной стратиграфической схемы Эльгинской структурно-фациальной зоны. Средний подъярус (зона *Eomonotis scutiformis*) расчленен

на подзоны *Eomonotis daonellaeformis* и *Monotis (Praemonotis) pinensis* (Войтенко, Задорожный, Тихонова, 2014). Верхний подъярус (зона *Monotis ochotica*) расчленен на под-зоны *Monotis zabaikalica* и *Monotis subcircularis* (Сорокин, 2000).

Черняйская свита выделена И.А. Шашкиной (Шашкина, 1993) на основании разреза зон *Eomonotis scutiformis*, *Monotis ochotica*, составленного на Тобычан-Черняйском междуречье Д.И. Троицким и др. (Троицкий и др., 1980). Свита имеет мощность 1700-1900 м и разделяется на три подсвиты с мощностями 650, 600 и 650 м, соответственно (табл. 1.5, рис. 1.5). Стратотипический разрез подсвиты описан на Тобычан-Черняйском водоразделе и руч. Черняй (Нургалеев, 2003).

Среди кайнозойских отложений выделяются неогеновые (табл. 1.6) и четвертичные образования (табл. 1.7). Наиболее широко развиты четвертичные отложения, представленные аллювиальными, гляциальными, гляцио-флювиальными, делювиально-солифлюкционными, солифлюкционными, коллювиально-делювиальными и элювиально-делювиальными генетическими типами.

Четвертичные отложения территории, согласно легенде Верхоянской серии, относятся к Эльги-Нерскому стратиграфическому району. Отложения квартера представлены мощными аллювиальными, гляциальными и гляцио-флювиальными отложениями, перекрывающими дочетвертичные геологические формации на значительных площадях. С аллювиальными отложениями плейстоцена и голоцена связаны россыпные месторождения золота (Нургалеев, 2003).

Черняйская свита, нижняя подсвита (ТЗ \check{c} r1). Отложения нижней подсвиты (ТЗ \check{c} r1) относятся к среднему подъярису (зона *Eomonotis scutiformis*, ТЗn21-2) нижней-средней части Ненкальского горизонта Региональной стратиграфической шкалы Северо-Востока (Решения..., 2009). Толщи этого возраста обнажаются только в висячем крыле Диагонального разлома в полосе шириной (1–1.5 км) к северо-востоку от разлома вдоль руч. Смородиновый, Жильный, Базовский, Обрыв, в водораздельной части руч. Прав. Промежуточный–Лебедь, руч. Базовский–Обрыв и вмещают золоторудное месторождение Базовское, рудопроявления Жильное и Жила Базовская. Подошвенная часть описываемой толщи на территории Базовского рудного поля не обнажается.

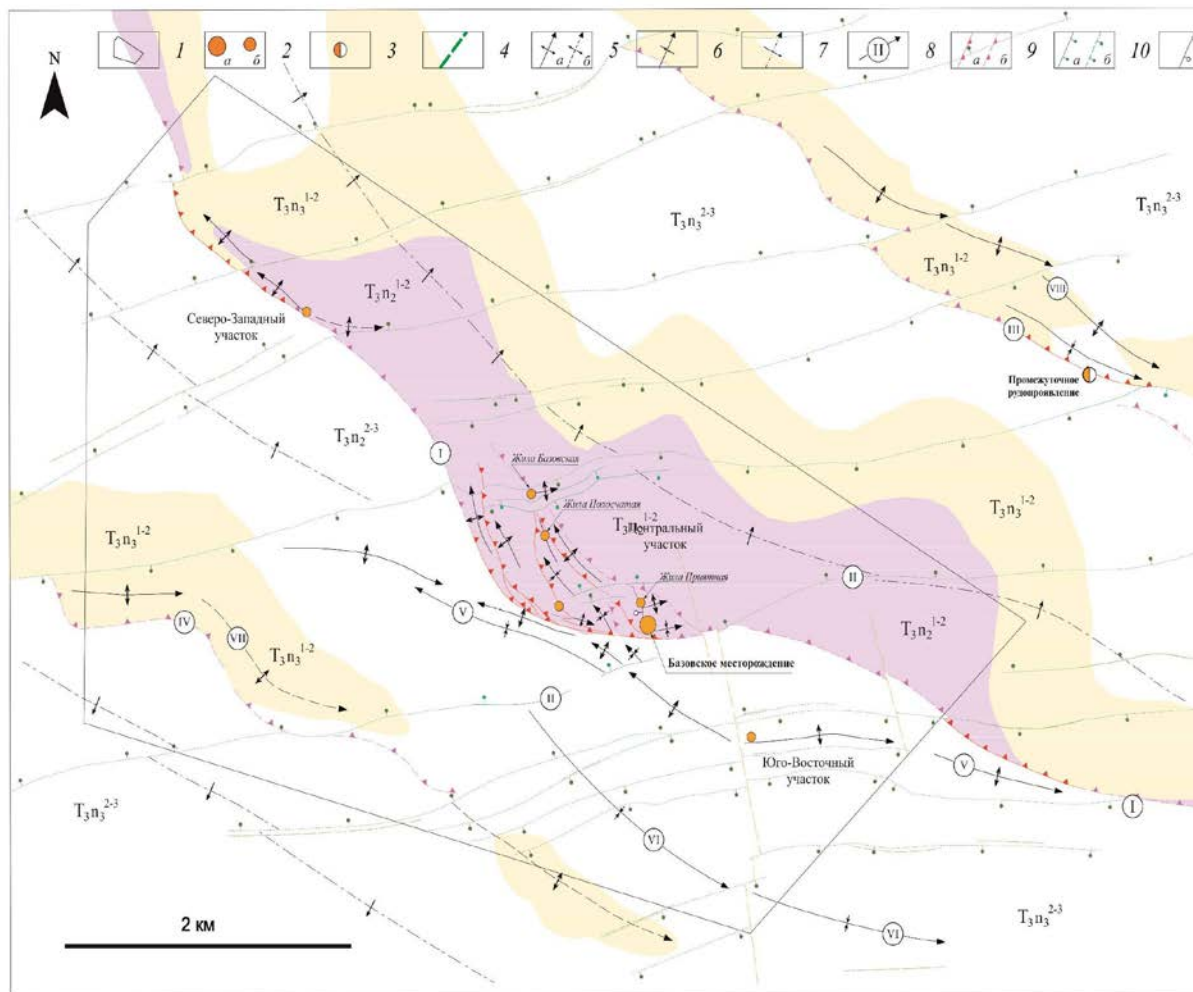


Рис.2 Тектоническая схема Базовского рудного поля (с использованием данных Сорокина, (2000)). Индексами и заливкой указаны области распространения поздне триасовых отложений. Условные обозначения: 1 – контур лицензионной площади; 2-3 рудные месторождения и проявления: 2 - золото-кварцевые (а – средние месторождения, б – рудопроявления), 3 – золото-сурьмяные проявления; 4 – дайковые тела; 5 – оси антиклинальных складок (а – достоверные, б – предполагаемые); 6 – оси синклинальных складок; 7 – моноклиналиное залегание; 8 – название разломов и складок (I – Диагональный сдвига-взброс, II – Майский взбросо-сдвиг, III – Развалистый сдвига-взброс; IV – Угловой взброс; V – Безымянная антиклиналь, VI – Голубичная синклиналь, VII – Майская антиклиналь, VIII – Промежуточная антиклиналь); 9-11 – разрывные нарушения: 9 – северо-западного простирания взбросы и надвиги (а – достоверные, б – предполагаемые); 10 – субширотного простирания сбросо-, взбросо-сдвиги (а – достоверные, б – предполагаемые по анализу МДЗ), 11 – взбросы (взрезы) встречные к надвигам.

Нижняя часть подсвиты (ТЗ \check{c} r1) относится к подзоне *Eomonotis daonellaeformis* (ТЗn21). Отложения этой подзоны залегают в кровле Диагонального разлома на Центральном участке на западном склоне водораздельной части руч. Базовский-Обрыв. Верхняя часть подсвиты (ТЗ \check{c} r1) относится к подзоне *Praemonotis pinensis* (ТЗn22). Отложения этой подзоны залегают в приводораздельной части руч. Смородиновый-Жильный, руч. Промежуточный-Лебедь, руч. Базовский - Лев. Промежуточный и на восточных склонах руч. Жильный, Базовский.

Отложения нижней подсвиты (ТЗ \check{c} r1) представлены пачками разнотерристых песчаников с единичными маломощными слоями мелкогалечных песчаников, галечных гравелитов и конгломератов и пачками углеродистых алевролитов и аргиллитов с растительным детритом и фрагментами растений. В пределах Центрального участка Базовского рудного поля обнажаются верхняя часть нижней (ТЗ \check{c} r1) и нижняя часть средней (ТЗ \check{c} r2) подсвит черняйской свиты, среднего и верхнего подъярусов соответственно.

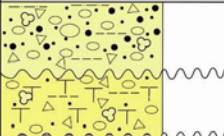
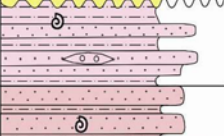
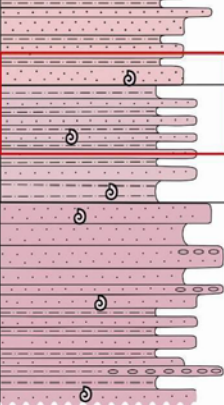
Система	Отдел	Ярус (подотдел)	Зона	Индекс	Колонка	Мощность в м	Характеристика подразделений	
НЕОГЕН	плоско-	средний-верхний		N_2hm		36 м	Хмуровская свита. Аллювиальные гравийные галечники с песками, суглинками, глинами и щебнем	
		нижний		N_2mr		до 40 м	Морозовская свита. Аллювиальные галечники со щебнем, суглинки, супеси, торф	
ТРИАСОВАЯ	ВЕРХНИЙ	НОРИЙСКИЙ		<i>Monotis ochotica</i>		450 - 650	Верхняя подсвита. Ритмичное чередование пластов песчаников, слоистых песчаниково-алевролитовых пачек и слоистых существенно алевролитовых пачек с увеличением доли алевролитовых пачек в верхней части. Редкие линзы конгломератов. Остатки <i>Monotis ochotica</i> (Keys.), <i>M. cf. ochotica densistriata</i> Tell., <i>M.</i>	
				T_3cr_2		500 - 600	Средняя подсвита. Чередование пачек (25-180 м) песчаников, содержащих редкие прослои алевролитов, и пачек (80-270 м) переслаивания песчаников, алевролитов и алевропесчаников. В нижней части разреза в пластах песчаников распространены линзовидные прослои извесковистых песчаников. Остатки <i>Monotis jakutica</i> (Tell.), <i>M. zabaikalica</i> (Kipar.), <i>M. pachypleura</i> (Tell.), <i>M. ochotica</i> (Keys.), <i>Oxytoma mojsisovici</i> (Tell.)	
				<i>Eomonotis scutiformis</i>		T_3cr_1	500 - 650	Нижняя подсвита. Ритмичное чередование пластов песчаников (10-30 м) и алевролитов (10-40 м). Внизу иверху алевролиты с редкими пластами (1-20 м) песчаников. Остатки <i>Eomonotis scutiformis</i> (Tell.), <i>E. cf. multicostata</i> (Kipar.), <i>Tosapecten cf. subhiemalis</i> (Kipar.)
				<i>Otapiria ussuriensis</i>		T_3br_2	950 - 1000	Верхняя подсвита. Чередование пластов (5-150 м) песчаников и пачек (15-240 м) переслаивания песчаников и алевролитов. В алевролитах и песчаниках наблюдаются линзовидные прослои (5-15 см) конгломератов. Остатки <i>Otapiria cf. ussuriensis</i> (Vor.), <i>Tosapecten</i> sp. indet.

Рис.3 Стратиграфическая колонка Базовского рудного поля, основа по (Нургалеев, 2003, Ефимов, 2007). Красным прямоугольником отмечен стратиграфический интервал Восточной зоны Базовского месторождения (см. рис.2)

Отложения подсвиты на Центральном участке представлены нижней пачкой углеродистых аргиллитов (1sa-slt1-2), рудовмещающей пачкой песчаников с маломощными прослоями конгломератов и гравелитов (2sa1-2), верхней пачкой

углеродистых аргиллитов (3sa-slt1-2) с растительным детритом и пачкой переслаивания интракластических песчаников и аргиллитов (4sa-slt1-2), общей мощностью более 300 м.

Особенностью нижней пачки углеродистых аргиллитов (1sa-slt1-2) является общее высокое содержание рассеянного органического вещества (РОВ) в аргиллитах и алевролитах, наличие горизонтов сульфидно-карбонатных конкреционных тел, маломощных единичных слоев песчаников и единичных маломощных прослоев (~10-15 см) мелкогалечных и гравелитовых конгломератов.

В алевролитовых слоях в кровле этой пачки наблюдаются отпечатки растительного детрита и фрагментов листьев и стеблей папоротникообразных, на поверхности слоистости - многочисленные следы зарывающихся организмов и следы нагрузки на нелитифицированный осадок, в подошве пачки в песчаниковых слоях наблюдается рябь течения.

Неполная (гарантированная) мощность пачки составляет более 90 м. В поверхностных горных выработках подошва и кровля этой пачки не наблюдаются. В пределах Центрального участка подошва пачки срезана поверхностью Диагонального разлома и его оперяющих структур, а кровля – срезана послыйным тектоническим срывом практически на всем протяжении от руч. Обрыв на юго-востоке до руч. Базовский на северо-западе.

Тектоническое нарушение представлено послыйным срывом, выраженным зоной рассланцевания (до глинки трения) с приразломными складками IV-го порядка в подошве срыва, который подтверждается по данным колонкового бурения на Восточной зоне Центрального участка. Нижняя пачка углеродистых алевролитов является рудовмещающей только в пределах Жилы Приятной Восточной зоны Центрального участка.

Таблица 1. Схема расчленения поздне триасовых образований Базовского рудного поля, основа по (Нургалеев, 2003).

Региональная стратиграфическая схема				Местные стратиграфические подразделения	
Ярус	Подъярус	Зона (лона)	Подзона	Эльгинская структурно-фациальная зона (Базовское рудное поле)	
				свита (толща), индекс	подсвита, индекс
Средний		Monotis ochotica	Monotis subcircularis, Monotis posteropiana	Черняйская, ТЗчр	Верхняя ТЗчр3, 650 м
			Monotis zabaikalica, (Monotis densistriata)		Средняя ТЗчр2, 600 м
			Praemonotis pinensis		Нижняя ТЗчр1, 600 м
	Еомонотис даонеллаеформис				

Образования плиоценового возраста развиты на водораздельной части пр. Базовский-Обрыв и в погребенной долине руч. Промежуточный. В пределах листов Базовского рудного поля представлены золотоносные хмуровская и морозовская свиты, более древние и молодые неогеновые отложения здесь отсутствуют.

Таблица 2. Схема расчленения неогеновых образований Базовского рудного поля, основа по (Нургалеев, 2003).

Региональная стратиграфическая схема			Местные стратиграфические подразделения (Базовское рудное поле)
Система	Отдел	Ярус	
Неоген	Пл иоцен	Средне- поздняя пора	Хмуровская свита, N2hm
		Ранняя пора	Морозовская свита, N2mr

Таблица 3. Схема расчленения четвертичных образований Базовского рудного поля, основа по (Нургалеев, 2003).

Региональная стратиграфическая схема			Местные стратиграфические подразделения	
			Эльги-Нерский район, Базовское рудное поле	
Квартер	Голоцен	Современная пора	aQIV	
			pQIV	
			dsQIII-IV	
	Плейстоцен	Неоплейстоцен	Поздняя пора	jqQIII
				gQIII
			Средняя пора	a2QIII
				a1QIII
		aQII		

2.2. Тектоника

На Базовском рудном поле, в пределах лицензионной площади, фиксируется северо-западное продолжение складчатых и разрывных структур II порядка Эльгинского брахисинклиория: Безымянной антиклинали и Голубичной брахисинклинали, а также региональных разломов: Диагонального и Майского (рис. 1, 2).

По результатам геологических исследований 2013-2016 гг. ЗАО «ГРК «Западная», были получены новые данные о геологическом строении Базовского рудного поля и уточнены характеристики структур, выделяемых предшественниками. Так, на Центральном и Северо-Западном участке в северо-восточном висячем крыле Диагонального взброса складчатые структуры отнесены к надвиговым складкам (Центральная и Северо-Западная антиклинали), а не к Безымянной антиклинали. Безымянная антиклиналь, выделяемая предшественниками, прослеживается с юго-востока (где замок её осложнен взбросом) на северо-запад, но в лежащем крыле упомянутого взброса. В среднем течении руч. Угловой (вдоль руч. Нижний и руч. Майский) выявлено крутопадающее разрывное нарушение (Угловой взброс) и сопряженная с ним Майская антиклиналь. Диагональный взброс является наиболее высокоамплитудным, складчатые структуры в лежащем крыле наблюдаются только для этого разлома (Голубичная синклинали и Безымянная антиклиналь), а в висячем крыле – обнажаются наиболее древние породы рудного поля. Майский разлом, Диагональный взброс и сопряженные с ним надвиговые складки являются основными рудовмещающими структурами Базовского рудного поля.

Вновь выявленные антиклинали и сопряженные с ними взбросы являются фрагментами общего складчато-надвигового структурного плана юго-западного крыла Эльгинского брахисинклиория, проходящего вдоль Адыча-Тарынского глубинного разлома (рис.1). Осевая зона Голубичной синклинали фиксируется в водораздельной части рр. Эгелях - Правый Промежуточный, в верховье руч. Левый Промежуточный и на водораздельной части рр. Левый Промежуточный - Майский. Осадочные толщи, слагающие Голубичную синклинали, относятся к верхнему подъярису норийского яруса, зоне *M. ochotica*. Форма замка синклинали – параболическая, близкая к коробчатой. На площади лицензионного участка ось складки имеет Z-образный изгиб в плане. Длина синклинали составляет около 3 км, ширина до 1,5-2 км. Падение слоистости резко изменяется от пологого в ядре до крутого на крыльях, вдоль которых наблюдаются линейные тела «без-корневых» даек среднего-кислого состава.

Осевая часть Безымянной антиклинали наблюдается на пологом перевале междуречья рр. Эгелях - Правый Промежуточный, к востоку от замка Голубичной

синклинали. Ось антиклинали прослеживается в северо-западном направлении на расстояние более 5 км через Юго-Восточный участок месторождения Базовское, ручьи Хобот, Обрыв, Тит и, в районе устья р. Нижний, смыкается с Майской антиклиналью. Ось Безымянной антиклинали также имеет Z-образный изгиб в плане. Форма замка антиклинали - параболическая, осевая плоскость круто наклонена в северных румбах, южные крылья круче северных, угол между крыльями уменьшается с юго-востока к северо-западу, максимальная ширина складки составляет не более 0.5 км.

На Центральном участке Базовского рудного поля строение антиклинали осложняется антиклинальными и синклиналиными складками III-го и более высоких порядков. Что может быть объяснено результатом максимального перемещения по Диагональному взбросу, висячем крыле которого фиксируются наиболее древние толщи зоны E. scutiformis.

На Юго-Восточном участке в ядре Безымянной антиклинали наблюдаются узкие зоны смятия и субпараллельные им дайковые тела, расположенные вдоль осевой плоскости складки на этом участке. На Юго-Восточном участке рудовмещающими породами являются толщи зоны M. ochotica. На водораздельной части рр. Эгелях – Правый Промежуточный строение Безымянной антиклинали упрощается, угол между крыльями увеличивается до 90-100°, а замок антиклинали видимо не осложнен складками высоких порядков.

Диагональный разлом хорошо диагностируется на аэрофотоснимках по линейно вытянутым узким ступеням в рельефе и узким полосам с густой для лесотундры растительностью. Разрывное нарушение прослеживается через всё Базовское рудное поле, зафиксированное канавами и выемками дорог от водораздельной части рр. Жильный – Смородиновый, вдоль русла руч. Жильный, вдоль водораздельной части рр. Базовский – Тит и на левом склоне руч. Обрыв. В долине рр. Левый Промежуточный – Правый Промежуточный разлом скрыт под мощными (до 100-120 м) неогеновыми и четвертичными отложениями и возможное продолжение Диагонального разлома фиксируется на широком водораздельном участке рр. Правый Промежуточный – Эгелях (Сорокин, 2000).

На поверхность нанесены дешифрованные и подтвержденные разрывные нарушения двух основных систем тектонических разрывов: северо-западной (Диагональный разлом) и субширотной (Майский и ему параллельные разломы).

Основное направление Диагонального разлома северо-западное, на Центральном участке и далее на юго-восток простираение разлома сменяется на запад-северо-западное. Диагональный разлом, как и оси Голубичной синклинали и

Безымянной антиклинали, имеет Z-образный изгиб в плане. Диагональный разлом представлен зоной нескольких сближенных ветвей разрывных нарушений, при этом горизонтальная мощность этой зоны может достигать до 150 м.

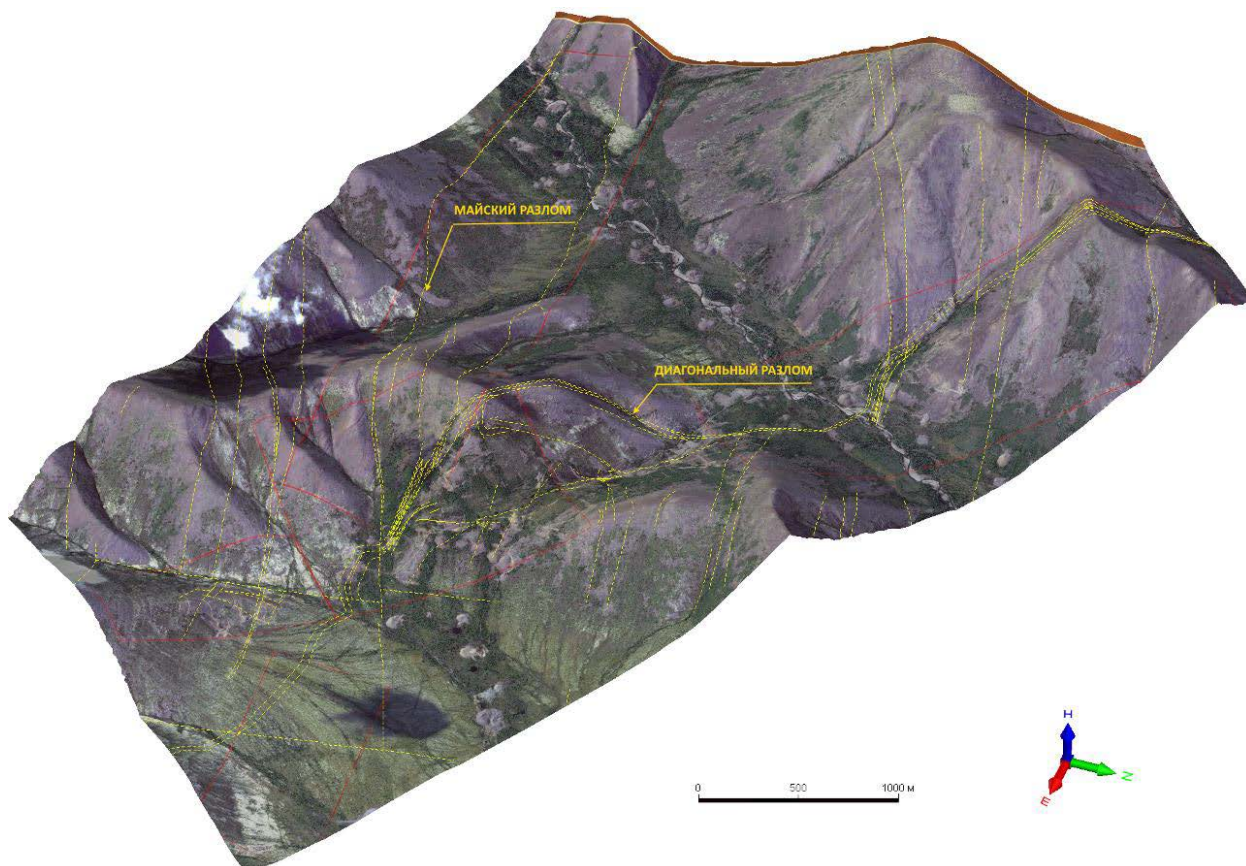


Рис.4 Изображение цифровой поверхности рельефа с совмещенным на него аэрофотоснимком

Определяющая кинематика перемещения Диагонального разлома – сдвиго-взбросовая, характер перемещения по простиранию разлома неоднородный. Возраст висячего и лежащего крыльев на участке руч. Жильный соответствует зоне М. Ochotica. Напротив, на участке междуречья рр. Базовский - Обрыв – породы в висячем крыле древнее и относятся к зоне Е. Scutiformis. Достоверных данных о возрасте толщ лежащего и висячего крыльев Диагонального разлома на водораздельной части рр. Правый Промежуточный - Эгелях не найдено, поэтому висячее крыло, как более древнее, показывается по данным карт предшественников (Сорокин, 2000).

Падение Диагонального разлома крутое 50-60°, в висячем крыле выявлены складчатые структуры, с наклонными на северо-восток осевыми плоскостями и асимметричным профилем, характеризующими их, как вынужденные надвиговые складки, сопряженные с формированием самого Диагонального разлома. Наиболее сложное складчатое строение наблюдается на Центральном участке, где выявлены две

антиклинальные и одна синклинальная складки (рис.5). Относительно Центрального участка простое строение наблюдается на Северо-Западном участке, где складчатая структура представлена только одной антиклинальной складкой.

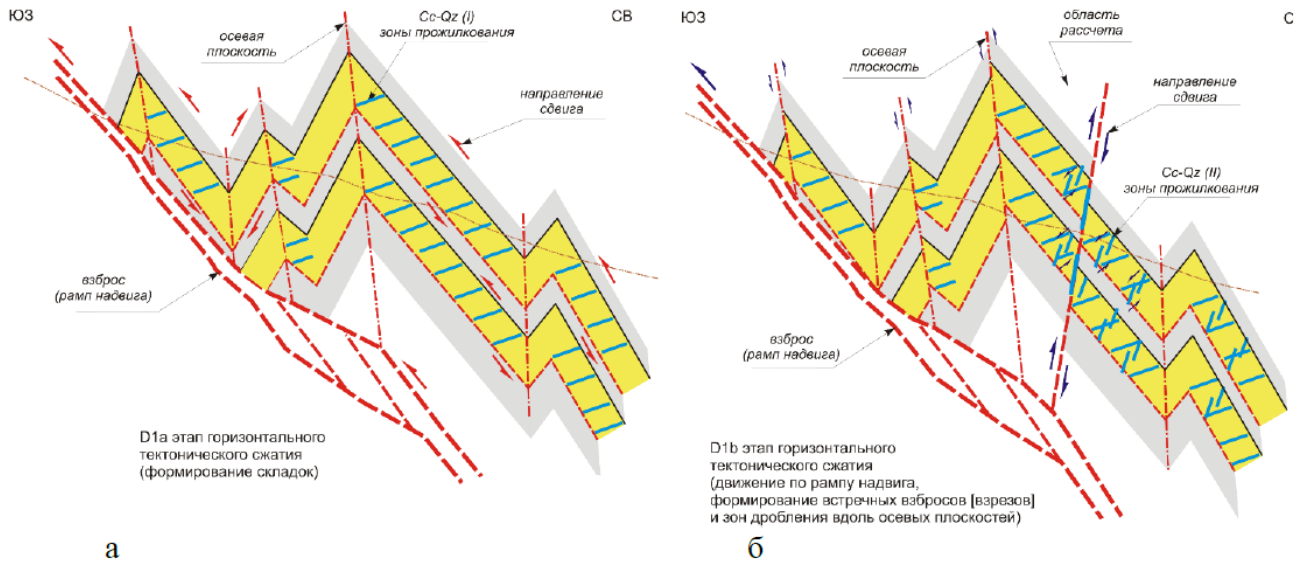


Рис. 5. Формирование геологической структуры и жильно-прожилковых тел центральной части Базовского месторождения по этапам

а - D1 – формирование надвиговой антиклинали висячем крыле Диагонального разлома, полого падающих жильно-прожилковых тел (Сс-Qz I) в песчанистых пачках северо-восточных крыльев; б - D2 – формирование разрывных нарушений вдоль осевых плоскостей складок и встречных взбросов (взрезов), крутопадающих и пологопадающих зон жильно-прожилковых тел (Сс-Qz II).

Глава 3. Минералогия руд Базовского месторождения

Жильно-прожилковые образования в рудных зонах на 95-98% сложены кварцем. Второстепенными минералами являются железистые карбонаты (сидерит, анкерит, доломит), кальцит, хлорит, серицит, углеродистое вещество (антраксолит-графитового ряда), мусковит и альбит. Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом, ильменитом и монацитом.

Рудные минералы составляют 1-5% и редко выше. Главные рудные минералы представлены арсенопиритом (90%) и золотом; второстепенные - пиритом (I) содержащим никель и галенит, мышьяковистым пиритом (II), галенитом, халькопиритом, шеелитом, лёлингитом и игольчатым гётитом.

Из вторичных минералов наиболее распространены агрегаты скородита и лимонита, гидроокислов железа. В полостях трещин наблюдаются прозрачные кристаллы гипса, натечные сферолитовые агрегаты аморфного (гидрогётита) и землистые агрегаты диккита. Марказит наблюдается вдоль трещин в арсенопирите только в аншлифах.

Текстура рудных минералов вкрапленная, массивная, пойкилитовая, сетчатая, прожилковая для арсенопирита, вкрапленная и ориентированная для золота. Для гипергенных минералов – микросетчатая, петельчатая.

Структура рудных минералов гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, для вторичных минералов - псевдоморфная, замещения и коррозионная.

Арсенопирит составляет более 90% всей рудной минерализации месторождения. Арсенопирит метасоматически развивается по белому крупнокристаллическому кварцу, образует метасоматические гнезда и линзы размером до 10 см, вкрапленность отдельных метакристаллов размером 1-7 мм (рис. 14а).

Иногда в гнездах арсенопирита отмечается вкрапленность кубических кристаллов пирита размером 0,1-0,4 мм. При гипергенном преобразовании арсенопирита иногда образуются каймы вторичного марказита (рис.14г). В составе арсенопирита по результатам рентгеноспектрального микроанализа выявлена примесь селена, составляющая 0,02-0,20 мас.%, в среднем 0,14 мас.%. Количество других элементов (Co, Ni, Sb, Sn, Cu) в составе арсенопирита не превышает первых сотых долей мас.%, лишь в одном образце примесь сурьмы (к535) достигает 0,11 мас.% (табл. 4).

Одной из типоморфных характеристик арсенопирита, позволяющей судить об условиях его формирования, является сернистость-мышьяковистость арсенопирита,

определяемая как отношение As/S . На Базовском месторождении арсенопирит существенно сернистый, отношение As/S составляет 0,59-1,04, в среднем 0,82.

Сернистый арсенопирит характерен для золото-кварцевых месторождений (Гамянин, 2010), а высокая сернистость арсенопирита свидетельствует о малоглубинных условиях формирования месторождения. Зональности в составе арсенопирита не выявлено, однако отмечается разброс значений отношения As/S в разных зернах арсенопирита в пределах одного образца. Этот разброс достигает значения 0,1.

Арсенопирит замещен скородитом по трещинам и границам зерен на 30-90%. В некоторых местах вокруг гнезда арсенопирита наблюдаются каймы (до 5 мм) плотного сферолитового черного-бурого гетита.

Первый тип золотого оруденения – арсенопиритовый. Золото(I) чаще всего, метасоматически, накладывается на арсенопирит, реже развивается по границам зерен кварца и в их интерстициях, а также по карбонату. Зачастую золото развивается по зонам роста кристаллов арсенопирита (рис. 15в). По-видимому, одновременно с золотом откладывался галенит, о чем свидетельствует их совместное нахождение и тесные сростания в одних и тех же прожилках (рис. 14б, 15д). Золото интерстициальной и комковидной формы, реже встречаются изогнутые и ленточные формы.

Дендритоиды золота в арсенопиритовых агрегатах наблюдаются преимущественно в измененных, практически нацело замещенных скородитом, разновидностях арсенопирита и катаклазированных карбонат-кварцевых жилах. Дендриты развиваются вдоль микротрещин как в арсенопирите (рис.15б, е), так и в агрегате нескольких минералов арсенопирита, подчеркивая поздний наложенный характер золотого оруденения

На месторождении отмечаются дендритоиды золота (рис. 15 б, е), представляющие собой сростки удлиненных кристаллов золота, формирующих ветвистый агрегат, образованный по трещинам в арсенопирите. По-видимому, срезы таких дендритоидов в полированных шлифах выглядят как цепочки удлиненных, иногда изогнутых выделений золота (рис. 15г).

Таблица 4. Состав арсенопирита месторождения Базовское по результатам рентгеноспектрального микроанализа (отчет «Комплексные лито-фациальные и структурные исследования с целью выявления факторов контроля золотого оруденения Базовского рудного поля», 2013)

место отбора	Концентрации элементов, мас.%									Сумма	Кристаллохимическая формула	As/S
	As	Cu	Ni	Co	Fe	Sb	Sn	S	Se			
к805	42,45	0,02	0	0,01	33,99	0,04	0	23,71	0,14	100,36	Fe _{0,95} As _{0,89} S _{1,16}	0,77
B28-1 (к8026-85)	43,44	0	0	0,02	33,89	0,03	0	17,87	0,11	95,37	Fe _{1,04} As _{1,00} S _{0,96}	1,04
B28-1 (к8026-85)	45,08	0	0	0,04	35	0	0	20,15	0,11	100,37	Fe _{1,01} As _{0,97} S _{1,01}	0,96
к825	42,92	0	0,02	0,03	33,83	0,07	0	21,4	0,18	98,43	Fe _{0,98} As _{0,93} S _{1,08}	0,86
к825	42,29	0,02	0	0,08	33,74	0,04	0,02	22,59	0,02	98,79	Fe _{0,97} As _{0,90} S _{1,13}	0,8
B28-1 (к8026-85)	44,17	0	0	0,06	34,51	0,04	0	25,78	0,13	104,69	Fe _{0,92} As _{0,88} S _{1,20}	0,73
B28-1 (к8026-85)	42,15	0,04	0	0,02	34,16	0	0	27,43	0,13	103,93	Fe _{0,90} As _{0,83} S _{1,26}	0,66
к812-360	44,05	0,04	0	0,04	34,13	0,02	0	20,49	0,2	98,97	Fe _{1,00} As _{0,96} S _{1,04}	0,92
к812-360	44,28	0	0	0	34,57	0,05	0,01	20,33	0,07	99,3	Fe _{1,01} As _{0,96} S _{1,03}	0,93
к8036-140	43,03	0	0,03	0,06	33,98	0	0,05	20,62	0,16	97,94	Fe _{1,00} As _{0,94} S _{1,06}	0,89
к8036-140	43,37	0	0	0,06	33,54	0,01	0	20,64	0,13	97,75	Fe _{0,99} As _{0,95} S _{1,06}	0,9
пр5-20	42,53	0	0	0,04	33,88	0	0,01	20,89	0,12	97,46	Fe _{1,00} As _{0,93} S _{1,07}	0,87
пр5-20	43,37	0	0,03	0,09	34,49	0,07	0,02	21,7	0,19	99,96	Fe _{0,99} As _{0,93} S _{1,08}	0,86
пр5-17	43,48	0,01	0,03	0,09	34,24	0	0,01	21,8	0,15	99,81	Fe _{0,98} As _{0,93} S _{1,09}	0,85
пр5-17	43,26	0	0,01	0,06	34,39	0,05	0,02	21,71	0,17	99,66	Fe _{0,99} As _{0,93} S _{1,09}	0,85
к535	43,15	0,03	0	0,09	34,19	0,03	0,01	21,7	0,17	99,36	Fe _{0,98} As _{0,93} S _{1,09}	0,85
к535	43,16	0,07	0,04	0,07	33,77	0,11	0,01	21,38	0,14	98,74	Fe _{0,98} As _{0,94} S _{1,08}	0,87
к640	39,45	0	0	0,05	36,61	0,08	0	17,16	0,12	93,47	Fe _{1,15} As _{0,92} S _{0,93}	0,99
к640	42,7	0,05	0,07	0,13	34,74	0,05	0,01	20,71	0,14	98,58	Fe _{1,02} As _{0,93} S _{1,05}	0,89
к804-122	43,53	0	0	0,03	34,17	0	0,02	21,69	0,18	99,61	Fe _{0,98} As _{0,93} S _{1,09}	0,85
к804-122	42,8	0,02	0,01	0,06	34,16	0,04	0,03	22,73	0,2	100,05	Fe _{0,97} As _{0,91} S _{1,12}	0,81

κ804-122	44,26	0	0,02	0,04	33,6	0,01	0,04	23,56	0,14	101,65	Fe0,97As0,94S1,14	0,82
κ804-122	44,02	0,01	0	0,06	33,64	0,06	0	24,83	0,11	102,73	Fe0,92As0,90S1,18	0,76
B17-2 (np4a-17)	44,1	0,05	0	0,06	33,5	0,02	0	26,03	0,12	103,88	Fe0,90As0,89S1,22	0,73
B17-2 (np4a-17)	41,67	0	0	0,02	33,38	0,04	0	26,61	0,15	101,86	Fe0,90As0,84S1,25	0,67
κ8026-85	42,14	0,02	0,01	0,06	33,31	0,04	0,03	26,82	0,13	102,55	Fe0,90As0,85S1,26	0,67
B58-5 (κ812-289)	37,58	0,02	0	0,07	31,23	0,01	0	27,19	0,18	96,27	Fe0,88As0,79S1,33	0,59
B58-5 (κ812-289)	35,38	0,02	0	0,02	29,03	0,02	0,04	25,25	0,04	89,8	Fe0,88As0,80S1,33	0,6

Если говорить о жиле Полосчатой, то здесь наблюдается сингенетичный с кварцем рутил и ильменорутит характерных вытянутых игольчатых форм (приложение, рис.16), трещины в кварце заполнены углеродистым веществом. Кроме того, по этим трещинам развита мусковитизация, в которой обнаружено большое количество акцессорных минералов – циркон, фосфаты редких земель – монацит и ксенотим (приложение, рис.17). Данный мусковит распознается как более поздний по сравнению с заполняющим трещину веществом по их взаимоотношению между собой в самой трещине.

Сам же кварц в жиле (рис.6) можно подразделить на 2 типа:

1. Кварц с карбонатами Fe. Прожилки параллельно-шестоватого строения, сложенные крупнокристаллическим гребенчатым кварцем. В зальбандах прожилков в сростках с кристаллами кварца наблюдается анкерит, иногда хлорит, часто радиально-лучистого строения. Прожилки приурочены к протяженным пологим (до горизонтальных) трещинам отрыва.

2. Белый полупрозрачный крупнокристаллический рудоносный кварц. Для него характерны полосчатые, грубо-книжные текстуры, обусловленные пластинчатыми включениями органического вещества в кварце, обычно изогнутые и гофрированные. В кварце, как правило, наблюдаются теневые структуры от неполностью замещенных обломков алевролитов. Жилы приурочены к сместителям субвертикальных разломов, часто наследующих элементы расланцевания пород.

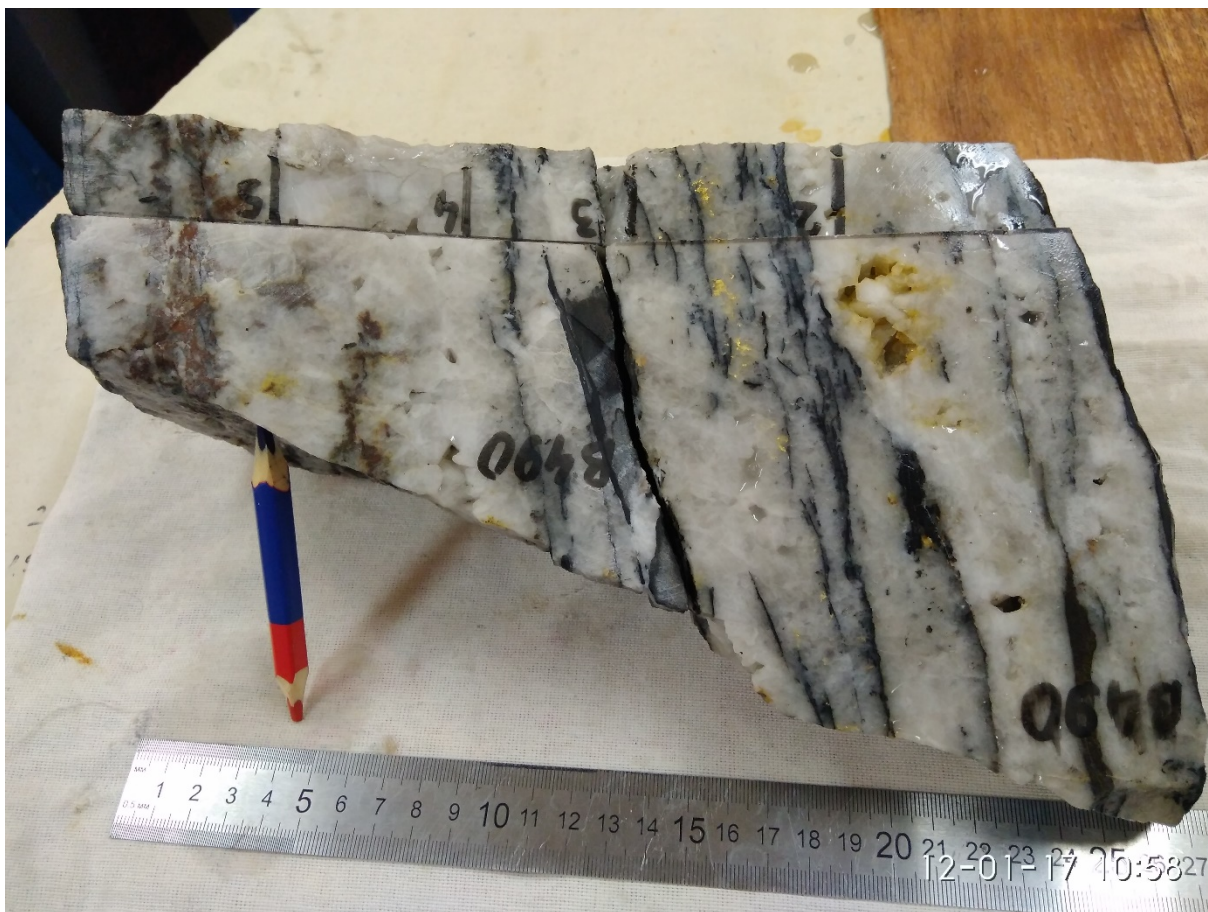


Рис.6. Образец жилы Полосчатая с указанием номеров зон, из которых сделаны пластины.

Жила Полосчатая имеет второй тип золотого оруденения – золото-кварцевый. Золото (II) здесь связано с трещинами (рис. 18), которые заполнены углистым веществом антракосолит-графитового ряда. Золото развивается по ослабленным зонам, которые развиваются близ трещин (рис.19)

Поверхность золотин преимущественно гладкая блестящая, редко шагреневая. Золото губчато-цементационной формы 0,2-1 мм, часто встречаются сростки кристаллов (рис. 20). Золото ярко-желтого цвета. В центральных участках наиболее крупных золотин встречаются мелкие реликты недозамещенного субстрата. На поверхности

По результатам рентгеноспектрального микроанализа пробность золота (I) составляет 816-873‰, в среднем составляя 848‰ (по 37 определениям, как волнодисперсионным, так и энергодисперсионным методом), т.е. по значению пробности минерал отвечает самородному золоту. По данным предшественников (Толпегин, 1960) и РАЦ г. Улан-Удэ (рудные образцы из скважин) на месторождении также наблюдается электрум. В золоте отмечается постоянная примесь ртути 0,43-1,06 мас.%, в среднем 0,77%, а также мышьяка 0,12-0,49 мас.%, в среднем 0,26 мас.% (табл. 4.2). Зональности в составе золота не выявлено.

Таблица 5. Состав золота (I) месторождения Базовское по результатам рентгеноспектрального микроанализа

№п/п	Место отбора	Концентрации элементов, мас.%									Кристаллохимическая формула
		As	Hg	Au	Cu	Fe	Sb	Ag	S	Сумма	
1	В-28/1	0,21	0,64	83,90	0,01	0,03	0,00	13,11	0,00	97,88	Au _{0,77} Ag _{0,22} Hg _{0,01} As _{0,01}
2	В-28/1	0,22	0,53	82,15	0,00	н/о	0,00	13,36	0,02	96,27	Au _{0,76} Ag _{0,23} As _{0,01}
3	В-28	0,30	1,06	87,29	0,02	0,03	0,00	10,62	н/о	99,33	Au _{0,80} Ag _{0,18} Hg _{0,01} As _{0,01}
4	В-28	0,27	0,86	84,46	0,00	0,01	0,00	13,22	н/о	98,81	Au _{0,77} Ag _{0,22} Hg _{0,01} As _{0,01}
5	К-640	0,49	1,01	84,96	0,00	0,04	0,02	10,94	н/о	97,47	Au _{0,79} Ag _{0,17} Hg _{0,01} As _{0,01}
6	802В-85	0,23	0,43	81,60	0,00	0,02	0,00	15,48	0,01	97,78	Au _{0,74} Ag _{0,26} As _{0,01}
7	802В-85	0,12	0,87	81,85	0,00	0,00	0,00	15,05	0,02	97,90	Au _{0,74} Ag _{0,25} Hg _{0,01}

По результатам микрозондового анализа пробность золота (II) составляет порядка 899-922 ‰ (по 19 точкам), а среднее ее значение равна порядка 904 ‰. В золоте стабильно присутствует примесь серебра, варьирующая от 8 до 11%, из чего следует то, что золото этого типа так же самородное. Золото абсолютно чистое, без каких-либо изменений, зональности, включений.

Таблица 6. Состав золота (II) из кварцевой жилы Полосчатая

№ спектра	Концентрации элементов			Кристаллохимическая формула
	Ag	Au	Сумма	
Спектр 1246	9,46	88,12	97,58	Au _{0,90} Ag _{0,10}
Спектр 1252	9,25	88,86	98,11	Au _{0,91} Ag _{0,09}
Спектр 1259	9,31	85,13	94,44	Au _{0,90} Ag _{0,10}
Спектр 1261	9,33	88,39	97,72	Au _{0,90} Ag _{0,10}
Спектр 1288	5,14	60,54	65,68	Au _{0,92} Ag _{0,08}

Пирит в незначительных количествах присутствует во всех гидротермальных образованиях Базовского рудного поля и во вмещающих породах рудной зоны Центральная. Часто пирит сложен гнездами полигональной формы размером 2-4 мм,

связанных с кварцу-I или к включениям обломков вмещающих пород. Во вмещающих породах пирит образует зернистые агрегаты и тонкие прожилки. По данным микронзондового анализа РАЦ г.Улан-Удэ выделяется ранний пирит, содержащий в качестве примеси никель и галенит, – пирит-I и поздний мышьяковистый пирит-II. Ранний пирит образует вытянутые тонкокристаллические агрегаты, возможно, наследующие агрегаты фрамбоидального пирита осадочного происхождения. Поздний наблюдается в виде разрозненных хорошо ограненных кристаллов во вмещающих околорудных породах и в виде пойкилитовых включений в арсенопирите. Размер кристаллов пирита – от десятых долей мм до первых см. Пирит тесно ассоциирует с арсенопиритом, часто образуя с ним смешанные агрегаты. Замещается он халькопиритом (рис.21) и гидроокислами железа.

Глава 4. Оценка физико-химических условий формирования золоторудной минерализации Базовского месторождения на примере жилы Полосчатая

Для определения параметров и состава рудообразующих флюидов было описано и изучено 5 прозрачно-полированных пластинок толщиной 0,3 мм, которые были изготовлены из разреза кварцевой жилы Полосчатая. Судя по минералогическому описанию жила состоит из кварца различных стадий минералообразования. Во всех пластинках обнаружены первичные флюидные включения, однако, в виду их маленького размера – 1-10 мкм. Не все они оказались пригодны для термобарометрических и спектроскопических исследований.

Как видно из рис. 7, пластинки 1-5 были изготовлены из разных зон кварцевой жилы.

5 и 4 зоны - наиболее ранний мутный кварц. Обнаружено обилие мелких 1-5 мкм двухфазовых газово-жидких включений.

3 зона - кварц, в котором присутствуют ксенолиты вмещающих пород и прожилки углеродистого вещества с выделениями золота (рис. 8).

2 зона – кварц с обильными выделениями золота и прожилки углеродистого вещества (рис.9).

В раннем кварце зон 5 и 4 были обнаружены флюидные включения двух типов.

Тип I – редкие единичные относительно крупные (5-10 мкм) двухфазные газово-жидкие включения имеющие форму отрицательных кристаллов заключающего их минерала и наполнением 0,20 – 0,40 – включения бесцветной жидкости с пузырьком газа, занимающим от 60 до 80 объёмных процентов вакуоли (рис. 10). Тип II – расположенные по зонам роста, равномерно распределённые в объёме минерала 2-х фазные газово-жидкие включения сложных форм с наполнением 0,9-0,8, размером 1-5 мкм (рис.11). Газовый пузырёк этих включений перемещается при нагревании или воздействии лазера, что свидетельствует о низкой плотности жидкой фазы. Мы не обнаружили признаков гетерогенизации флюида, то есть присутствия включений с различным объёмным соотношением газовой и жидкой фаз.

В кварце 3 и особенно 2 зоны наблюдается значительное увеличение доли прозрачного кварца, уменьшения числа мелких включений. В зонках прозрачного кварца встречаются группы единичных включений I типа. В мутных участках отмечается обилие включений II типа. Особенностью этого кварца является обилие «струй» мелких включений, отходящих перпендикулярно от заполненных углеродистым веществом

«прожилков», при этом более «крупные» 2-х фазные газово-жидкие включения III типа (размер 1-3 мкм) в этих струях удалены от прожилков.

В кварце 1 зоны обнаружены углеродистые прожилки, но без выделений золота. Типы включений те же, что и в зоне 2.

После визуального наблюдения и документирования были отобраны включения для экспериментов по охлаждению и нагреванию. По другим критериям отбирались включения для изучения состава методом КР-спектроскопии (Рамановской спектроскопии).



Рис.7 Образец кварцевой жилы Полосчатая и с отметками места снятия пластин

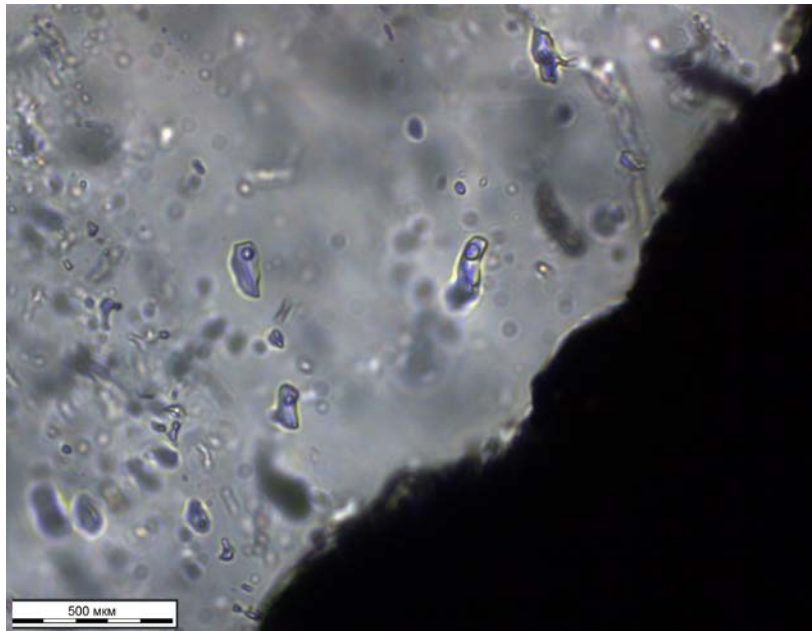


Рисунок 8. Включения в кварце пластины зоны 3

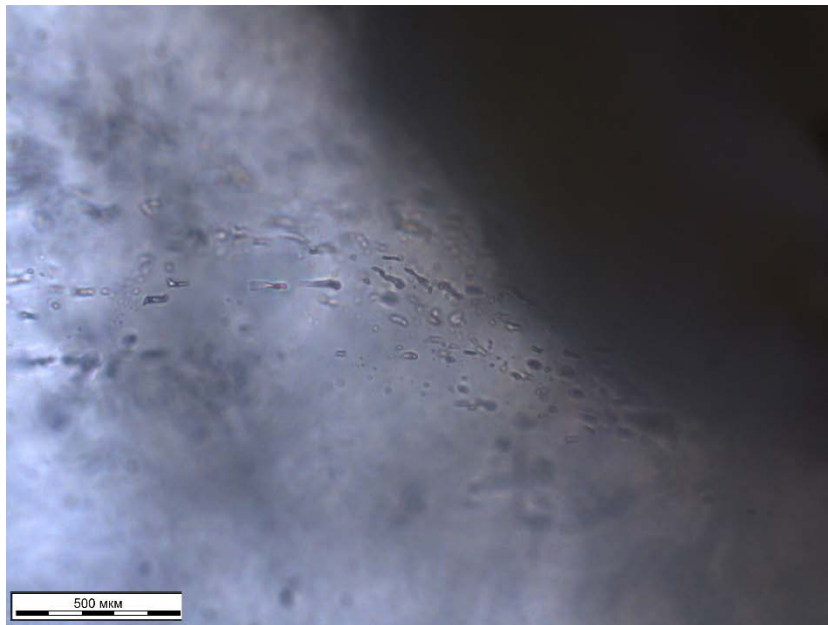


Рисунок 9. Струйки газовой-жидких включений, отходящих от золота, и включения III типа?(зона 3)

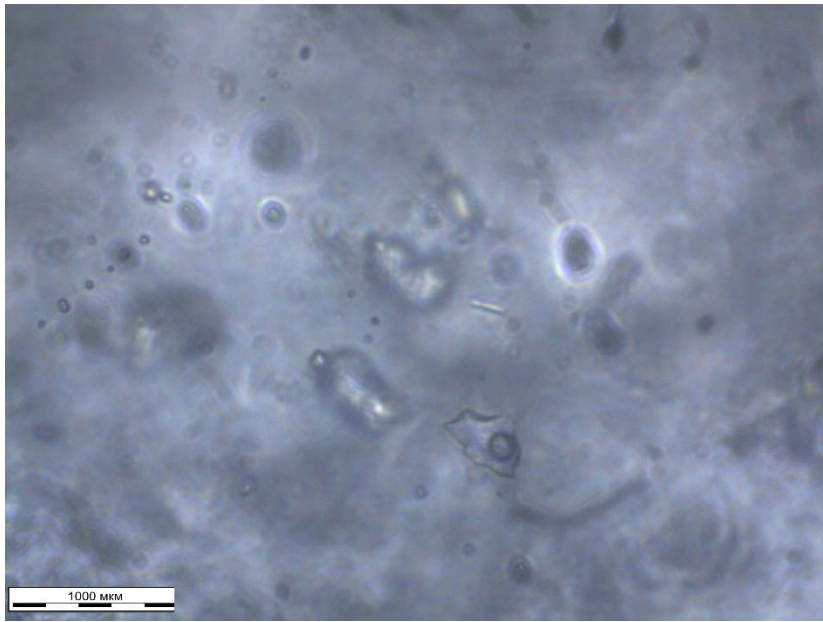


Рисунок 10. Газово-жидкое включение I типа (зона 5)

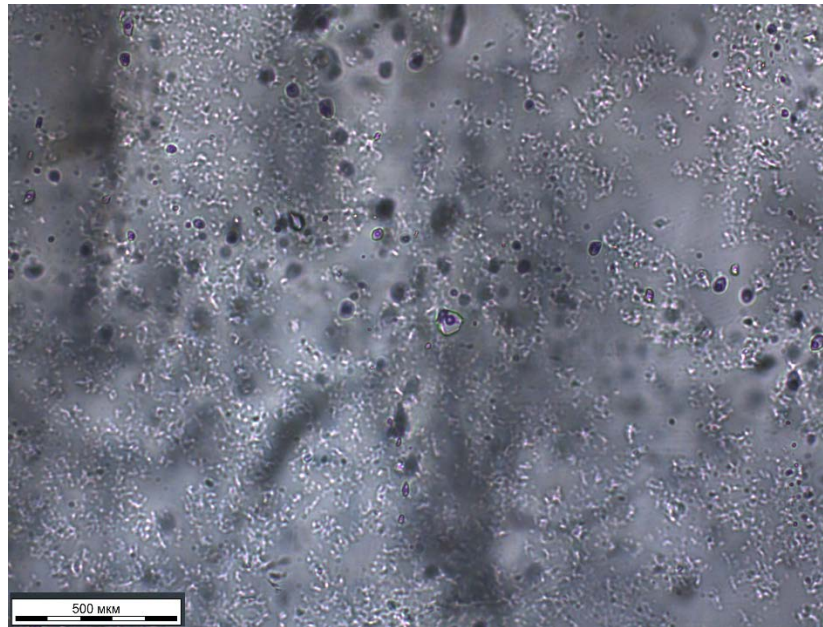


Рисунок 11. Газово-жидкое включение II типа (зона 5)

4.1. Термобарогеохимические исследования

Температура (Т) и давление (Р) являются основными параметрами, определяющими физико-химические условия формирования минеральных парагенезисов. Существуют различные способы оценки этих параметров, которые основаны на принципах фиксации Т и Р: минеральные и геохимические геотермобарометры и термобарометрию по флюидным включениям в минералах.

Как известно, включения в минералах представляют собой реликты флюидов, которые существовали в некоторый момент времени в истории Земли. Они как раз и хранят информацию об агрегатном состоянии, составе, концентрации, кислотности-щелочности, и, конечно же, температуре и давлении. В связи с этим, изучение флюидных включений является очень важно и с научной, и практической точки зрения.

Главным в термобарогеохимии является минералотермометрический анализ, предусматривающий детальное изучение газово-жидких и расплавных включений под микроскопом в статическом состоянии и в специальных устройствах при их нагревании (метод гомогенизации) и охлаждения (метод криометрии). Метод гомогенизации газово-жидких включений в минералах возник в 40-х годах. Основоположником метода и термобарогеохимии — новой отрасли науки — признан профессор МГУ Н. П. Ермаков. Нагревание минералов с включениями под микроскопом выполняется в термостоліках, а охлаждение - в криокамерах. Наиболее удобен в работе криотермостолік, позволяющий исследовать под микроскопом одно и то же включение как при нагревании до +600°, так и в отрицательной области температур вплоть до —195°.

Включения изучаются в специальных препаратах — двух сторонне-полированных пластинках, а в минералах, обладающих хорошей спайностью, — в плоскопараллельных зернах без предварительной обработки. Под микроскопом в подобных препаратах выясняются особенности распределения включений, их морфология, генетическая принадлежность. Описываются агрегатное состояние фаз, их соотношение и т. д.

При нагревании в термостоліке исследуется динамика изменения фаз, определяются присутствие жидкой углекислоты и температура ее гомогенизации, а также тип гомогенизации (в газовую или жидкую фазы), что важно для оценки количества CO₂ во включениях.

Данные, полученные с помощью метода гомогенизации, могут успешно использоваться в практике геологоразведочных работ. При измерении температуры гомогенизации включений в минералах рудных парагенезисов определяется температурный диапазон продуктивного рудообразования. Промышленные руды

формируются в небольшом интервале температур. Этот фактор учитывается при оценке рудных полей и рудопроявлений на глубину и т. д.

В рамках данной работы были изучены флюидные включения в кварце жилы Полосчатой Базовского месторождения. Данные исследования были проведены впервые в рамках данного месторождения, были произведены гомогенизация включений и криометрия.

Метод гомогенизации включений подразумевает установление фазового состояния минералообразующей среды и температуры образования минералов и их агрегатов. В основе данного метода лежит положение о том, что исходный минералообразующий жидкие и газовые раствор в момент захвата и изоляции во включениях являлись гомогенными.

Для термобарогеохимических исследований были отобраны образцы жильного кварца, представленные второй генерацией с различными содержаниями золота, из которых делалась плоскополированная пластина, толщиной 0,2-0,3 мм.

Нагрев и охлаждение 23 включений было выполнено на установке THMSG-600-ес, установленной на столике оптического микроскопа Olympus BX53F (ресурсный центр «Геомодель») для пластинок из зон 2 и 4. В связи с мелкими размерами включений мы столкнулись с многочисленными трудностями наблюдения изменения фаз при охлаждении. Сначала флюидные включения охлаждались до замерзания заполняющей их жидкости. Мы наблюдали резкое уменьшение объёма газового пузырька по сравнению с водным раствором. Такое поведение характерно для воды и водных растворов (Прокофьев и др., 2017). После охлаждения включения медленно нагревались. По появлению первых порций жидкости мы оценивали температуру эвтектики и оценивали состав главных компонентов водного раствора. (по Борисенко, 1977).

Нагрев включений проводился до 300°C в камере с охлаждением. Мы смогли оценить температуры гомогенизации включений разных типов в пластинках из разных зон кварцевой жилы.

Для раннего кварца температура гомогенизации включений I типа соответствовала 220 ± 10 °C. Включений II типа - 190 ± 10 °C. Температура эвтектики оценена в -25°C, что близко составу солевой системы NaCl-KCl-H₂O (по Борисенко А.С., 1977).

Для золотосодержащего кварца вариации температур гомогенизации были значительнее. Включения II и III типов гомогенизировались в интервале температур 170 – 200 °C. Включения I типа при температуре 220-225°C. Температура эвтектики оценена в -37°C, что близко к солевой системе NaCl-MgCl-H₂O.

Вероятно, от безрудной стадии к рудоносной наблюдается тенденция к увеличению солёности флюида, и присутствие в растворе хлоридов Na, K, Mg и карбонатов (карбонат-ион был обнаружен в ряде включений методом рамановской спектроскопии).

4.2. Изучение состава флюидных включений методом рамановской спектроскопии

Рамановская спектроскопия – вид спектроскопии, в основу которой взята способность молекул вещества рассеивать монохроматический свет. Суть метода заключается в пропускании через исследуемый образец фиксированной длины волны, рассеивающейся при контакте с образцом. Получающиеся лучи собираются в один пучок и пропускаются через определенный светофильтр. Светофильтр отделяет рамановские от рэлеевских, которые составляют большую часть пучка. Сами рамановские лучи усиливаются и направляются на детектор, фиксирующий частоту данных лучей.

Таким образом, используя данный метод, при изучении спектра мы можем наблюдать пики, которые соответствуют тому или иному веществу. Исходя из информации, которые мы получаем, можно идентифицировать состав флюидных включений и сделать выводы о составе флюида, из которого формировались кварцевые жилы (в данном случае жила Полосчатая Базовского месторождения)

Для изучения включений методом рамановской спектроскопии на термостоліке ТНMSG-600-ес, установленном на столике оптического микроскопа Olympus BX53F в ресурсном центре «Геомодель». (ресурсный центр «Геомодель», аналитик Бочаров В.Н.), были отобраны включения из всех зон кварцевой жилы. Всего было снято более 70 спектров для изучения состава газового пузырька и солевого состава водной фазы. Большую проблему для данного вида анализа представляли маленькие размеры включений, маленький объём газовой фазы и подвижность пузырька под воздействием лазера. Результаты изучения приведены в таблице 7. Здесь не учтены спектры материнского кварца, необходимых для получения спектров вычитания и «неудачные» спектры.

Таблица 7. Состав флюидных включений по результатам КР-спектроскопии и рассчитанные плотностные значения CO₂ (данные получены при обработке спектров в программе Origin)

Пластинка	Спектр	Тип включения	Примечание	ρ_{CO_2} (г/см ³)	Соотношение газов (%)		
					CO ₂	CH ₄	N ₂
1	5			0.421	78	22	
			CO ₃ ²⁻ в р-ре				
	8			0,38	34	55	11
	9			0,095	30	60	10
	14			0,05	27	65	8
	16			0,31	66	28	6
	4			0,41	58		42
2	25	I		0.05	37	5	58
	26	I	CO ₃ ²⁻ в р-ре				
	39	II			20	12	67
	32	II		0.517	50	50	
	29	II		0.61	87	13	
	27	II		0.105	42	24	34
3	8	II				6	94
	14	I		0.45	68	14	
	18	I		0.492	88	12	
	19	I		0.4	78	14.5	7.5
	23	I		0.373	80	20	
	25	I		0.49	87.5	12.5	
5	2			0.656	85	15	
	6,7,28	I	CO ₃ ²⁻ в р-ре				

В таблице 7 видна композиция флюидных включений – это вариации CO₂, N₂ и CH₄ в разных соотношениях молярных долей друг к другу.

Так же была рассчитана плотность CO₂ была определена по разности частот Ферми-диады. Формула определения плотности взята из зарубежной статьи (Xiaolin Wanga, 2011)

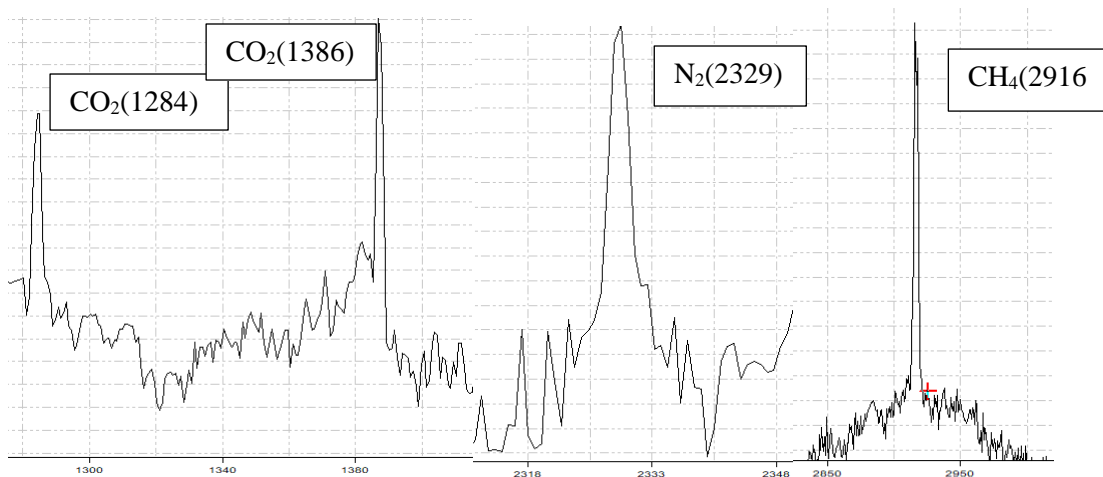


Рисунок 12. Пики CO_2 , N_2 , CH_4 рамановского спектра №8 (рудноносный кварц) газожидкого включения (рис.13)

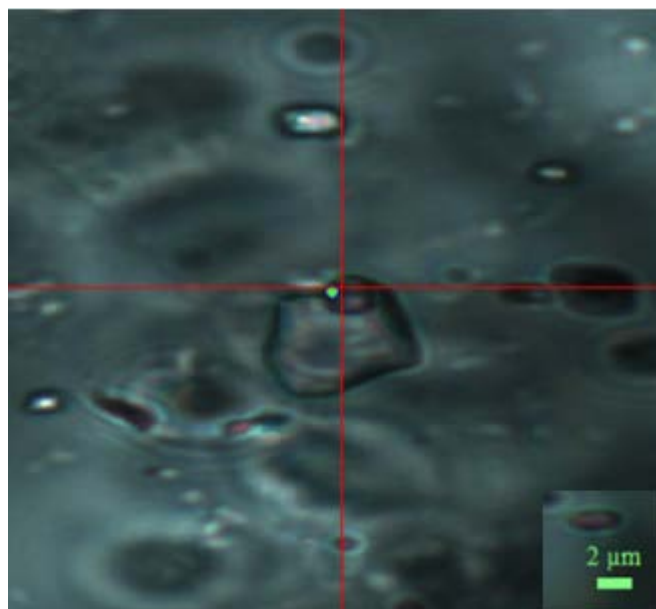


Рисунок 13. Газо-жидкое включение в пластине 3 рудноносного кварца

Анализируя полученные данные, мы можем предположить, что безрудный кварц возникал при спокойных условиях, при медленном росте, при среднетемпературных условиях (порядка 220-230°C). В составе газовой фазы преобладает CO_2 (85%), при меньшей роли CH_4 и при отсутствии N_2 . В жидкой фазе здесь обнаружено обилие карбонат-иона.

Золоторудный кварц имеет признаки безрудного кварца на которые накладываются специфические особенности нового этапа минералообразования. Новый кварц очищается от мелких включений, становится прозрачным. Для этого этапа характерны вариации температур гомогенизации (от 170° до 200°). И золото отлагалось при некотором увеличении роли метана и значительном привносе N_2 . Роль азота в

процессах золотообразования сейчас широко дискутируется в литературе. В «нижней» части жилы в состав е газовой фазы во включениях в кварце возрастает роль CH_4 .

Таким образом, модель образования золото-кварцевой жилы Полосчатая может выглядеть следующим образом: источник рудного вещества терригенные осадки, транспортирующие агенты – «метаморфогенные» флюиды, причина рудоотложения – снижение температуры, усиление восстановительных условий, изменение газового состава флюидов с преобладанием N_2 .

Заключение

В рамках данной работы были впервые проведены термобарогеохимические исследования. Исследования коснулись для жилы Полосчатой Базовского месторождения, раздвиг которой был использован для изготовления соответственно пластинок, шлифов и аншлифов. По результатам изучения кварца можно разделить на две составляющих: безрудный и рудоносный. Это подтверждается исследованиями флюидных включений: во-первых, наблюдается резкий контраст по составу – для безрудного характерно преобладание CO_2 , в то время как рудоносный кварц имеет преимущественно N_2 и CH_4 в своем составе. Так же хорошо разделяются эти 2 типа и по температурам гомогенизации: температуры порядка $170-190^\circ$ присущи газовой-жидким включениям рудоносного кварца, а более высокие, около $225-230^\circ$, характерны для безрудного кварца. Все выше перечисленные результаты ведут к следующему выводу, что кварц безрудный, в котором, кроме всего прочего, выявлено и большое количество флюидных включений, формировался довольно медленно, при более высоких температурах, из обогащенного CO_2 флюида, в то время как рудоносный кварц при меньших температурах образования имеет включения, распределенные по кварцу в основном «островками», что говорит о скорости кристаллизации, а скорее всего и перекристаллизации кварца в восстановительных обстановках, которые выражены здесь повышенным содержанием N_2 при существенной доле CH_4 и наличием углеродистого вещества в трещинах кварца.

Состав и температуры образования флюидных включений может использоваться как поисковый признак в процессе выявления золотоносности кварцевых жилах, так как прослеживается явная закономерность между условиями образования и наличием оруденения. В этом заключается актуальность данных исследований.

Список литературы

1. Акимов Г.Ю., Крючков А.В., Крылова Т.Л., Сидоров А.А. Тарынское месторождение жильно-вкрапленных руд – новый тип золотого оруденения в Верхне-Индигорском районе Якутии // ДАН. 2004. Т. 397. № 3. С. 363-368.
2. Бахарев А.Г., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Избеков П.Э. Строение и магматизм Верхне-Индигорской кольцевой структуры // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 15-19.
3. Бергер В.И., Мамонов С.В. Региональный зональный метаморфизм терригенного комплекса Верхояно-Колымской складчатой системы // Проблемы регионального и ударного метаморфизма. Труды ВСЕГЕИ. 1972. Т. 238. С.76-85.
4. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии. // Геология и геофизика. – 1977. – №8. – С. 16-27.
5. Войтенко В.Н., Задорожный Д.В., Тихонова Н.В. и др. Отчет по теме «Комплексные лито-фациальные и структурные исследования с целью выявления факторов контроля золотого оруденения Базовского рудного поля». - СПб, 2015ф. – 116 с.
6. Войтенко В.Н., Тихонова Н.В., Козлов Е.Н., Сергеев А.В., Алексеев И.А. и др. Отчет по теме «Изучить условия локализации золоторудной минерализации северо-западной части Тарынского рудно-россыпного узла»- СПб, 2014ф.- 114 с.
7. Войтенко В.Н., Худoley А.К., Хлебалин И.Ю., Несов Л.Л., Бобровская О.В. Отчет по теме «Комплексное структурно-литологическое исследование для целей прогнозно-поисковых работ на золото на участке «Дражный» Мало-Тарынского рудного узла». - СПб, 2010ф. – 95 с.
8. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозойд. М.: ГЕОС, 2001. 221 с.
9. Государственная геологическая карта РФ, масштаб 1:200000. изд.2-е, сер. Верхоянская, листы Q-54-XXXV, XXXVI. Объяснительная записка. СПб, ВСЕГЕИ, 2005
10. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно–Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979. 208 с.
11. Дорофеев Н.П. Отчет о результатах детальных поисков в пределах Базовского рудного поля за 1976-80 гг. (Сарылахская ГРП), т.І-ІІ, Усть-Нера, ВИГРЭ, 1980
12. Минералогия и условия формирования Новоширокинского золото-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) / В. Ю. Прокофьев, Г. Д. Киселева, А. А. Долманова-Тополь и др. // Геология рудных месторождений. — 2017. — Т. 59, № 6. — С. 542–575.
13. Николаев В.Д. Отчет о работе Базовской поисково-разведочной партии масштаба 1:10000 за 1953 г, Усть-Нера, ВИГРУ, 1953

14. Попов Л.Н. Геологическая карта СССР, масштаб 1:200000, сер. Верхоянская, листы Q-54-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. Москва, Недра, 1970
15. Сорокин В.Я. Отчет о результатах геологопоисковых работ на золото, проведенных в пределах центральной части Талалахского и Базовского рудных полей в 1987-95 гг (Талалахский отряд), Усть-Нера, ВЯ ГУГПП ГУДП ВИЭ, 2000ф
16. Стогний Г.А., Стогний В.В., Бабкина Т.Г. Адыча-Тарынская золото-сурьмяная зона: геолого-геофизический аспект // Отечественная геология. 2003. № 6. С.75-77.
17. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.
18. Толпегин Ю.Г. Отчет о работе Базовской рудной разведочной партии масштаба 1:2000 за 1959 год, Усть-Нера, ВИРГРУ, 1960ф
19. Шахтыров В.Г. Сдвиговые структурные ансамбли и золотое оруденение Яно-Колымской складчатой системы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени д.г.-м.н. Иркутск, 2010. 50 с.
20. Xiaolin Wanga, I.-Ming Choub, Wenxuan Hua, Robert C. Burrussc, Qiang Sund, Yucal Songe, Raman spectroscopic measurements of CO₂ density: Experimental calibration with high-pressure optical cell (HPOC) and fused silica capillary capsule (FSCC) with application to fluid inclusion observations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 75, Issue 14, 15 July 2011, Pages 4080–4093).

Приложение

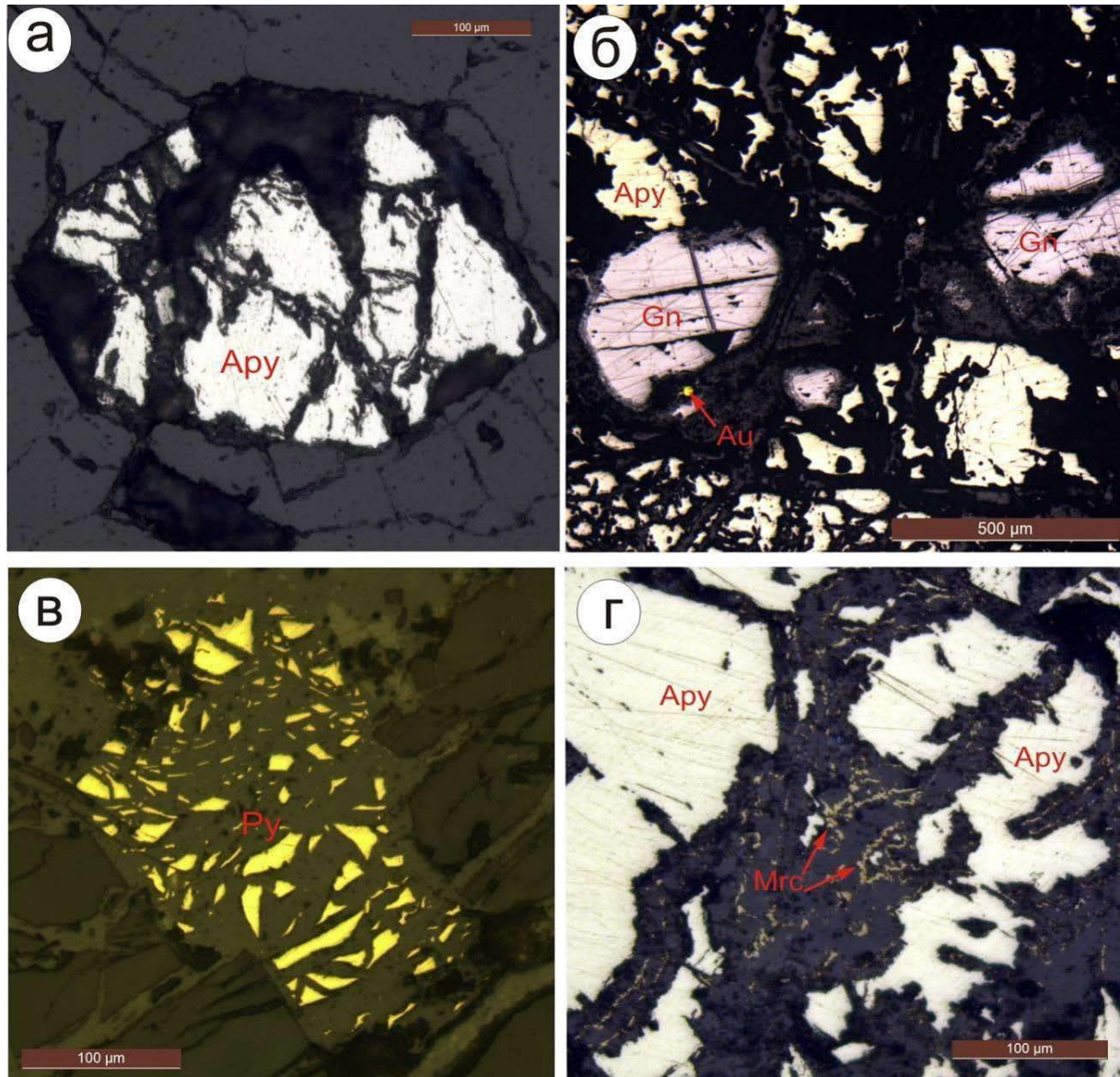


Рисунок 14. Рудные минералы Базовского месторождения: а - метакристалл арсенопирита в кварцевом прожилке (к640); б - прожилок галенита, развивающийся по трещине в арсенопирите, в той же трещине наблюдается зерно золота (в28-1, к8026-85); в - реликт метакристалла пирита в кварцевом прожилке (в28-1, к8026-85); г - каймы гипергенного марказита по трещинам в арсенопирите (в58-3, к812-289) (Войтенко,2015)

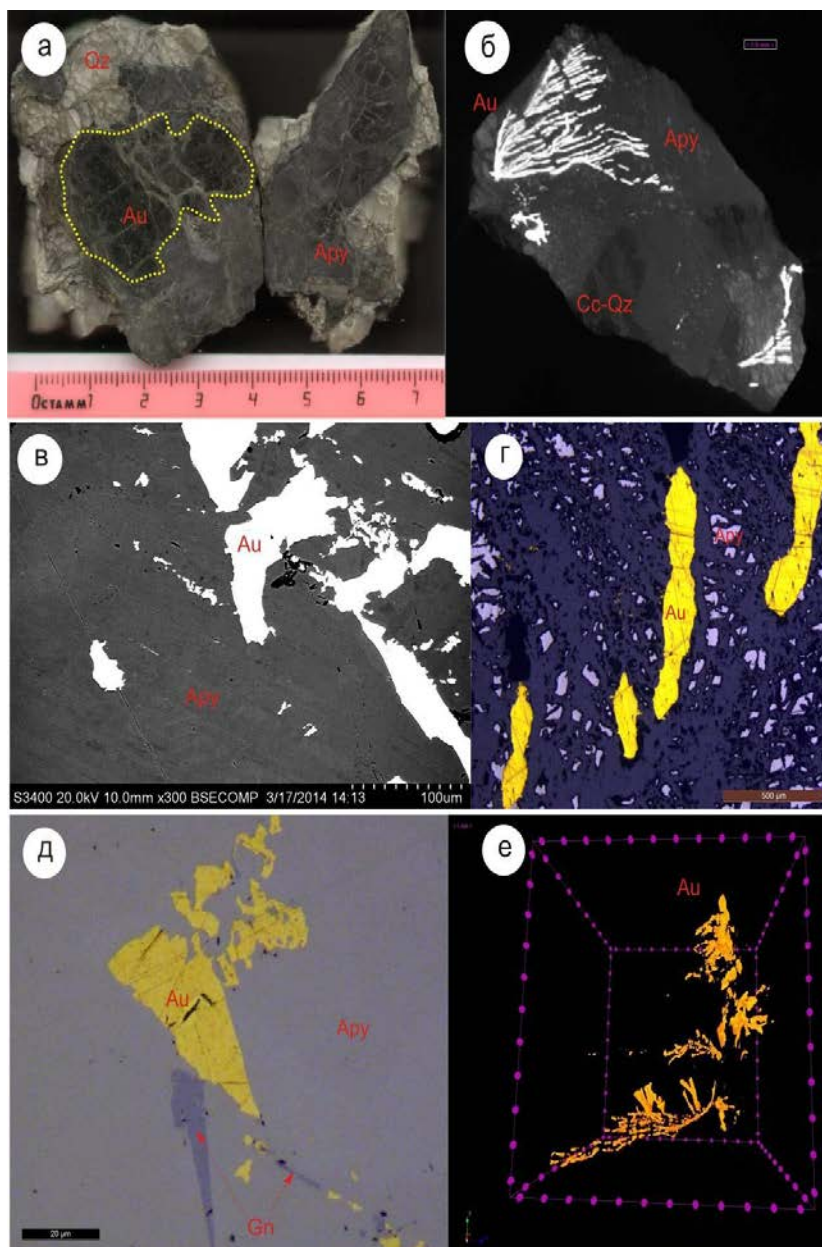


Рисунок 15. Золоторудная минерализация Базовского месторождения I типа: а – образцы трещиноватых агрегатов арсенопирита из катаклазированной жилы, золото образует локальные дендровидные включения в арсенопирите – область распространения дендритовидных включений обведена пунктирной линией (к802б-85); б - рентгеновская плотностная объемная модель раздробленного и замещенного скородитом (серое) агрегата арсенопирита (светло-серое) с дендровидными поликристаллами золота (белое) и анкерит-кварцевых прожилков (темно-серое), ширина образца 15 мм; в - развитие самородного золота по зонам роста кристалла арсенопирита - изображение в обратно-рассеянных электронах (к802б-85); г - выделения самородного золота, наложенного на арсенопирит, представляющие собой фрагменты веточек дендритоидов золота (В28-б, к802б-85) д - золото в сростании с галенитом в арсенопирите (В28-1, к802б-85); е - рентгеновская плотностная объемная модель дендровидных поликристаллов золота (желтое), веточки золота расположены, вероятно, вдоль плоскостей спайности и на их пересечении, ширина шкалы на гранях куба 1 мм (Войтенко, 2015)

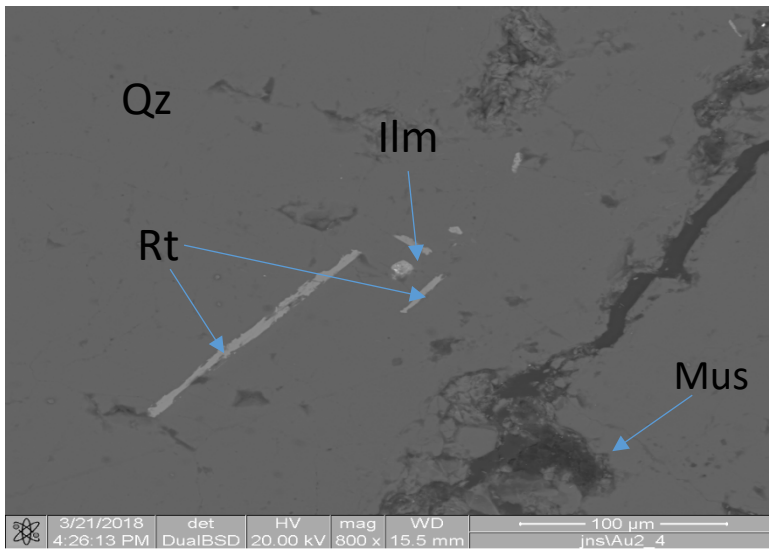


Рис. 16 Кристаллы рутила и ильменита в рудоносном кварце

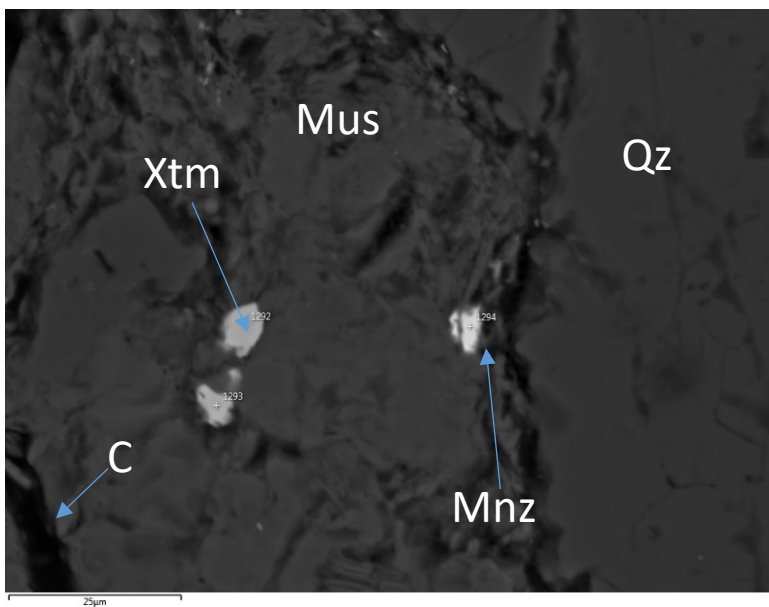


Рис. 17 Кристаллы монацита и ксенотима в мусковите по трещинам, заполненным углеродистым веществом

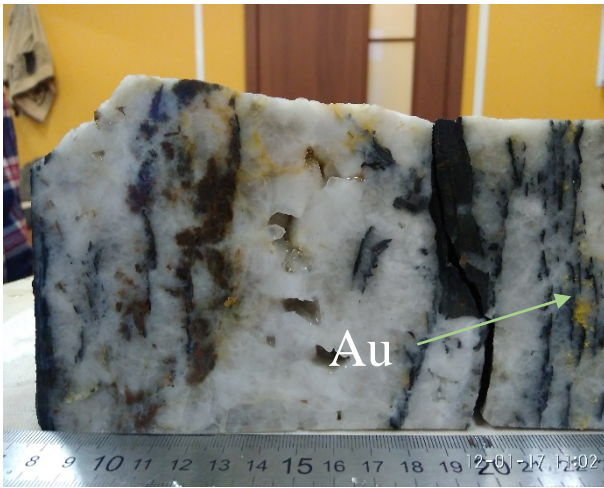


Рис. 18 Образец жилы Полосчатая с видимым золотом в пространстве между углеродистыми включениями



Рис. 19 Агрегат золота (вид в аншлифе под микроскопом) из жилы Полосчатая

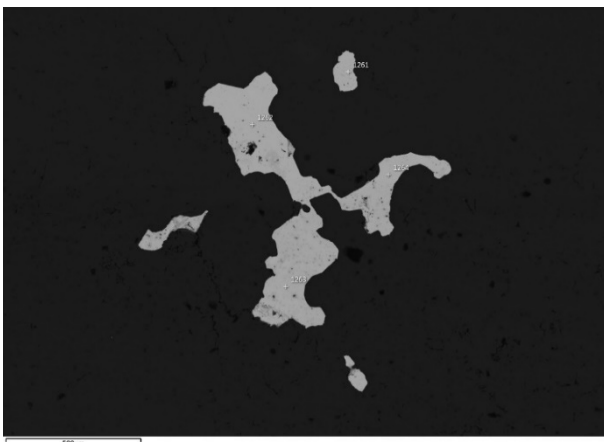


Рис. 20 Золото близ трещин и в трещинах с углеродистым веществом

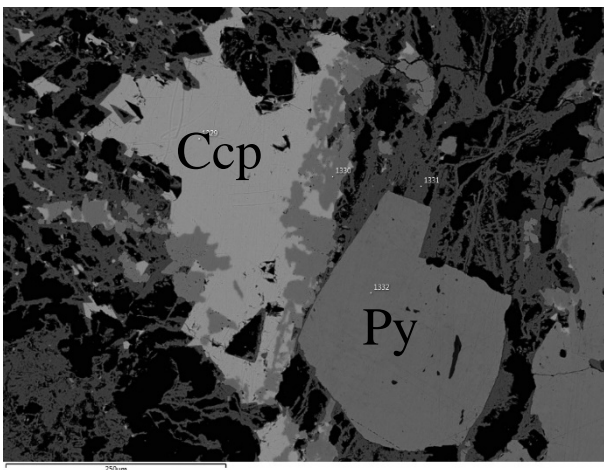


Рис. 21 Рудные минералы – пирит и вторичный по нему халькопирит-Базовского месторождения

