

**АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ ТАДЖИКИСТАН
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, СЕЙСМОСТОЙКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА И
СЕЙСМОЛОГИИ
ТАДЖИКСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ**

УДК. 553, 411:550. 812.1 (575:3) (047)

НАБИЕВ НЕМАТУЛЛО ФАТХУЛЛОЕВИЧ

**ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И
ГЕНЕЗИС ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАКРУТ
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)**

**Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук
по специальности 25.00.11 – Геология, поиски и разведка твердых
полезных ископаемых, минерагения**

**Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических
наук, профессор А.Р. Файзиев**

Душанбе 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение.....	4
Глава 1. История геологического изучения месторождения Пакрут...	9
Глава 2. Геологическое строение района месторождения Пакрут.....	14
Глава 3. Геолого-структурные особенности месторождения.....	27
Глава 4. Стадийность минералообразования.....	42
Глава 5. Минералогия месторождения.....	49
5.1 Сульфиды и сульфосоли.....	49
5.2 Окислы.....	65
5.3 Карбонаты, сульфаты и вольфраматы.....	69
Глава 6. Физико-химические условия становления месторождения....	80
Глава 7. Самородное золото и особенности его генезиса.....	92
Заключение.....	106
Литература.....	108

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Возрастающее развитие экономики Таджикистана требует наращивания минерально-сырьевой базы республики и значительного увеличения добычи полезных ископаемых, в том числе и золота. Производство этого металла с каждым годом увеличивается, а разведанные его запасы сокращаются. В этой связи, ввод в орбиту промышленного освоения еще одного золоторудного месторождения имеет первостепенное значение. Исходя из этого, представляется актуальным предпринятое структурно-минералого-термобарогеохимическое изучение Пакрутского золоторудного месторождения в связи с возможностью применения полученных данных для разработки научных основ прогноза и оценки этого перспективного кварц-малосульфидного пакрутского типа минерализации в Центральном Таджикистане.

Цель и задачи исследований. Цель настоящей работы заключалась в комплексном изучении структурных особенностей, минерального состава и физико-химических условий образования Пакрутского месторождения для разработки поисково-оценочных критериев пакрутского кварц-малосульфидного типа золотого оруденения в регионе.

Для достижения цели решались следующие задачи: установление геолого-структурных позиций месторождения, детальное исследование минерального состава отдельных рудных тел и месторождения в целом для выявления типоморфных особенностей отдельных минералов или минеральных ассоциаций, установление стадийности минерализации, определение термобарогеохимических параметров минералообразования, выявление генетических и возрастных особенностей золотого оруденения.

Фактический материал и методы исследований. В основу работы положены результаты полевых (2005-2015 гг.) и лабораторных исследований автора, полученные во время учебы в заочной аспирантуре, а также при проведении научно-исследовательских работ на кафедре геологии и

горнотехнического менеджмента ТНУ и в лаборатории полезных ископаемых Института геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Республики Таджикистан в течение 2005-2015 гг. Пробы для исследований отбирались из канав, траншей и штолен, а также из древних горных выработок и керна скважин. Отбор образцов в поле сопровождался детальным описанием текстурных особенностей руд, взаимоотношений минералов и минеральных парагенезисов в обнажениях и горных выработках. При камеральных исследованиях изучено более 400 образцов, 50 шлифов и аншлифов. Было изготовлено и изучено около 150 двухсторонне-полированных пластинок минералов и минеральных выкопок. Проведено свыше 200 определений температур гомогенизации включений минералообразующих флюидов в минералах, 10 анализов водных вытяжек, выполнено более 50 химических анализов, 40 атомно-адсорбционных и 10 микронзондовых анализов. В работе использованы фондовые материалы Главного геологического управления при Правительстве Республики Таджикистан.

Научная новизна работы. Существенно уточнена структурная особенность месторождения, впервые детально исследован минеральный состав руд месторождения, что дало возможность обнаружить новые минералы (доломит, буланжерит, фрейслебенит (?), бурнонит), ранее не описанные на месторождении минералы, выделить разновозрастные генерации как рудных, так и нерудных минералов, уточнить последовательность минералообразования, определить оптимальные интервалы температур кристаллизации золотого оруденения с установлением вертикального палеотемпературного градиента.

Практическая значимость исследований. Выявленное на месторождении зональное распределение минералов по восстанию рудных тел, а также оптимальный диапазон температур образования золота в сочетании с вертикальным палеотемпературным градиентом дают возможность судить о глубине распространения продуктивного оруденения не

только на месторождении Пакрут, но и на других проявлениях пакрутского типа. Эту задачу можно решить и для рудных тел, не выходящих на дневную поверхность, при подсеченные их скважинами или подземными горными выработками. Установлено, что температуры выше 250⁰С мало благоприятны для образования сколько-нибудь крупных скоплений золота. Результаты исследований диссертанта вошли в производственные отчеты.

Защищаемые научные положения:

1. Пакрутское золоторудное месторождение приурочено к гребневой структуре, осложняющей мобильную сложно построенную зону внутриконтинентального типа. Геолого-структурная его позиция определяется Пакрутским разломом глубокого заложения и Барзангинской (Пакрутской) грабен-антиклиналью ассиметричного строения, осложненную дизъюнктивными и пликативными нарушениями более мелких порядков.
2. Месторождение формировалось в 4 стадии, отражающие последовательную эволюцию рудообразующего процесса: I – стадия предрудных кварц-альбит-карбонатных метасоматитов, II – непродуктивная кварц-пирит-арсенопиритовая стадия, III – ранняя продуктивная кварц-золото-карбонатно-сульфидная стадия, IV – поздняя продуктивная кварц-карбонат-барит-блеклорудная стадия с золотом и серебром.
3. На месторождении выявлено значительное количество как рудных (пирит, арсенопирит, гематит, халькопирит, галенит, сфалерит, антимонит, альтаит, гессит, буланжерит, бурнонит, фрееслебенит (?) и другие), так и жильных (кварц, альбит, доломит, сидерит, анкерит, кальцит, барит) минералов, четыре из которых (доломит, буланжерит, фрееслебенит (?), бурнонит) выявлены автором на объекте впервые. Минеральные парагенезисы характеризуются отчетливой латеральной и вертикальной зональностью.
4. Кристаллизация минеральных ассоциаций месторождения, по данным изучения флюидных включений, происходила в пределах температур 405-80⁰С с палеотемпературным градиентом от 18-15⁰С в нижних частях, до 22-20⁰С – в верхних горизонтах. Золотое оруденение образовалось в более узком

диапазоне температур – 255-150⁰С, из бикарбонатно-сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевых растворов.

Личный вклад автора. Автором детально изучены минералогическо-геохимические особенности рудных и нерудных минералов месторождения, минеральный состав руд и их элементов-примесей, последовательность минералообразования для расшифровки условий формирования руд месторождения. Впервые описаны новые для месторождения минералы: буланжерит, бурнонит, фрейслебенит (?) и доломит. Самостоятельно проведено изучение двухсторонне полированных пластинок минералов и минеральных выколов, определение температур гомогенизации включений минералообразующих флюидов в минералах. Разработаны минералогическо-термобарогеохимические критерии поисков и прогнозирования золотого оруденения. Результаты других видов исследований автором интерпретированы самостоятельно.

Апробация работы. Основные результаты научных исследований по теме диссертации докладывались и обсуждались на научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и студентов ТНУ, посвященной 17-годовщине Государственной независимости РТ, 1150-летию основоположника таджикско-персидской литературы Абуабдулло Рудаки и году Таджикского языка (Душанбе, 2008г); на минералогическом семинаре с международным участием по теме «Проблемы и перспективы современной минералогии» (Юшкинские чтения-2014) (Сыктывкар, 2014); на международной научно-практической конференции, посвященной десятилетию действий «Вода для жизни» (Чкаловск, 2015); на материалы международной научно-практической конференции «Совершенствование прогнозирования и управления стихийными бедствиями», посвященной десятилетию кафедры «Защита в чрезвычайных ситуациях» и Учебного, научно-технического центра «Развитие гражданской защиты» КРСУ и МЧС КР. Бишкек: 2016, Материалы научно-теоретической конференции

профессорско-преподавательского состава и сотрудников ТНУ, посвященной 25-летию Государственной независимости РТ. Душанбе: ТНУ, 2016.

Диссертационная работа выполнена на кафедре геологии и горно-технического менеджмента ТНУ в лаборатории минералофлюидологии Института естественных наук ТНУ и лаборатории полезных ископаемых Института геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук РТ под научным руководством академика ЕАЕН, члена-корреспондента АН РТ, доктора геолого-минералогических наук, профессора А.Р. Файзиева.

Аналитические работы выполнены в химической лаборатории Таджикско-Британского СП «Пакрут», ЦХЛ Главного геологического управления при Правительстве Республики Таджикистан, Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана РАН и в лаборатории минералофлюидологии института естественных наук Таджикского Национального Университета.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 16 работ, в том числе 7 работ в рецензируемых научных журналах, включенных в перечень ВАК РТ.

Структура и объем диссертации. Работа объемом 120 страниц состоит из введения, 7 глав и заключения. Она сопровождается таблицами (10), схематическими геологическими картами месторождения (4), графиками (11), рисунками (фотографии, карты, разрезы) (37). Список использованной литературы состоит из 118 наименований.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю, проф. А.Р. Файзиеву, а также докторам геолого-минералогических наук **М. Таджибекову**, Ф.Х. Хакимову, Ш.Ф. Валиеву, кандидатам геолого-минералогических наук **А.А. Алиеву**, Ф.Ш. Искандарову, А.А. Сабирову, М.М. Фозилову, Б.А. Алидову, И.С. Оймухаммадзода, М.Л. Гадоеву и др. за всестороннюю помощь, консультации и поддержку в процессе выполнения данной работы.

ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАКРУТ

Планомерное изучение геологии и полезных ископаемых Таджикистана началось в 30-годах прошлого столетия в связи с организацией Таджикско-Памирской Экспедиции АН СССР. Благодаря этим исследованиям была составлена геологическая карта Центрального Таджикистана масштаба 1:420000 и дана первая схема стратиграфии палеозойских толщ, явившаяся основой для многих последующих работ на указанной территории.



Рисунок 1. Общий вид Пакрутского месторождения

С 1948г. в Зеравшано-Гиссарской горной области были проведены геолого-съёмочные работы масштаба 1:100000, в результате которых выявлен ряд месторождений и рудопроявлений различных полезных ископаемых. В 1956 году (Муфтиев и др., 1957ф) в пределах листа У-42-31, куда входит и район месторождения Пакрут (рисунок 1), проведены поисково-съёмочные работы с целью редакции геологической карты масштаба 1:100000. При проведении этих работ проявлений полезных ископаемых, представляющих промышленный интерес, не обнаружено, но авторами высказано предположение о возможности выявления рудопроявлений ртути, сурьмы,

вольфрама и олова. В 1957 г. (Кутенец, 1958ф) площадь трапеции У-42-31 была покрыта поисково-съёмочными работами масштаба 1:25000. По долине р. Пакрут в шлихах было установлено золото от 5 до 55 знаков. Однако коренных проявлений олова и золота не было найдено и в этой связи, авторами сделан вывод о отрицательной перспективности этого района на олово и золото.

В 1971-72 гг. (Космынин и др., 1973ф) в процессе поисково-съёмочных работ масштаба 1:50 000 были открыты рудопроявления золота Пакрут и Руфигар, которые были рекомендованы для дальнейшего изучения.

В 1973-74 гг. (Кузнецов и др., 1974ф) при ведении поисковых работ на олово масштаба 1:10 000 изучались эти золоторудные проявления. На площади месторождения и района поверхностными горными выработками выявлено большое количество золоторудных точек, установлены рудные зоны №№ 1, 2, 3 с промышленным содержанием золота. Одновременно с поисковыми работами проводились и геофизические исследования (Шванц и др., 1981ф), которые на рудопоявлении Пакрут сопровождалось детальными работами в масштабе 1:5000 методами вызванной поляризации и естественного поля. В итоге работ установлена субширотная направленность зон разрывных нарушений, совпадающих с аномальными зонами отрицательных значений естественного поля. Выявлены положительные аномалии (до +300-500 МВ) меридионального простирания. Аномалии кажущейся поляризации коррелируются с областью пониженных потенциалов ЕП и отмечаются как в западном, так и в восточном продолжении рудной зоны № 1. Объект Пакрут авторами рекомендован для первоочередного изучения, как наиболее перспективный.

В 1975-77 гг. проведена оценка перспектив рудопоявления Пакрут (Буряк, 1978 ф). Проведена геологическая съёмка масштабов 1:10 000 (4 км²) и 1:2000 (2 км²) с сопровождением проходки канав, траншей штолен, буровых скважин и сейсмического профилирования. В результате работ подтверждено наличие золоторудной минерализации до глубоких горизонтов. Горными

выработками на горизонте штольни № 1 рудная зона – 1 прослежена по простиранию на 230м, в которой выделено рудное тело с промышленным содержанием золота. Скважинами установлена золоторудная минерализация на глубинах 130 - 310 м от дневной поверхности (рудноносная зона – 1). На правом борту р. Пакрут поверхностными горными выработками вскрыты рудоносные зоны – 5, 6. Поисковыми работами подтверждена золотоносность оперяющих разрывов Графитового разлома на протяжении 3-4 км. В 1976-77 гг. Южно-геофизической экспедицией проведены сейсморазведочные работы, в результате которых выяснены сейсмогеологические условия площади, проведено трассирование Графитового разлома и его оперяющих структур, определена мощность четвертичных образований по профилям.

В 1978-80 гг. (Буряк и др., 1981 ф) проведены поисково-оценочные работы на флангах месторождения Пакрут. На дневной поверхности канавами, траншеями и врезами были прослежены рудные зоны – 1, 2, 3, 5, 6 и 7. На горизонтах штолен №№ 1, 3 и 5 в рудных зонах – 5 и 6 и зоне Графитового разлома разведаны зоны золотого оруденения. На глубоких горизонтах, ниже штолен, рудные зоны – 1, 2, 3, 5, 6 разведывались бурением колонковых скважин. Максимальная глубина подсечения рудных зон (рудноносная зона – 1) от поверхности составляет соответственно 220-500 м. По результатам поисково-оценочных работ произведен подсчет запасов категории С₂ и прогнозных ресурсов. Проведены укрупненные лабораторные испытания на обогатимость золотомышьяковистых руд месторождения. В результате испытаний определены оптимальные условия технологической переработки руд. Все это позволило рекомендовать проведение предварительной разведки месторождения.

В 1975-79 гг. по договору с Южно-Таджикской геологоразведочной экспедицией на месторождении проводила исследования группа геологов Львовского Университета под руководством кандидата г.-м. наук В.Н. Куземко (Куземко, Гнутенко, 1982 ф). Ими получены новые данные по структурным условиям формирования месторождения, взаимоотношениям

метасоматитов различных типов и оруденения, предложены критерии поисков золоторудной минерализации.

В 1975-92 гг. в районе месторождения по договору с ЮТГРЭ работала группа сотрудников Таджикского госуниверситета (Хасанов, Мамадвафоев и др., 1981). Проводились петрографические, минералогические и геохимические исследования магматических и метасоматических образований восточной части Южного Гиссара, а также геохимические и физико-химические исследования на месторождении Пакрут (Хасанов, Мамадвафоев, Ефименко и др., 1978, Хасанов, Мамадвафоев, Кривощекова, 1986; Мамадвафоев, Хасанов, 1992). По взаимоотношению даек и оруденения возраст последнего предположительно отнесен к позднему палеозою- раннему мезозою. Исследованиями первичных ореолов рудных тел и рудных зон на месторождении и на сопредельной площади (рудопоявления Руфигар, Кальтакуль) установлена вертикальная зональность оруденения и намечены элементы-индикаторы надрудных и подрудных зон (Хасанов, Мамадвафоев, Ниёзов, 1983 г.).

Региональные закономерности проявлений рудного золота в Центральном Таджикистане освещены в работах Металлогенической партии (Сушков и др., 1972 ф; Литвиненко и др., 1982 ф). Масштаб прогнозно-металлогенических карт 1:200 000. Установлено общее субширотное простирание рудоконтролирующих структур, металлогенических поясов, зон и подзон. В пределах Пакрутской площади выделен Пакрут-Руфигарский рудный узел, являющийся частью Пасруд-Ягнобской металлогенической зоны Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны.

В 1975-1987 гг. ЦНИГРИ велись работы по теме «Закономерности размещения и прогнозирования золотого оруденения в Центральном Таджикистане» (Вихтер и др., 1978 ф). Составлена схематическая карта масштаба 1:200 000.

С 2005 по 2008 гг. проведена предварительная разведка месторождения (Умаров и др., 2008 ф). С поверхности месторождение изучалось канавами,

врезами, траншеями, на глубину – одним горизонтом штолен и буровыми скважинами. На горизонте штолен проходились штреки, квершлагги и рассечки. Скважины колонкового бурения бурились как с поверхности (поверхностные), так и с горизонтов штолен (подземные). С целью определения содержания основных и попутных компонентов, технологических, физико-механических и других свойств руд, зон околорудных изменений и вмещающих неизменных пород, проводилось бороздвое, керновое, задиговое, валовое, пунктирно-бороздвое, штуфное и геохимическое опробование. Все пробы проанализированы на золото, серебро и мышьяк атомно-абсорбционным и пробирным методами. Выделенные по результатам анализов проб залежи золоторудных тел оказались по форме ленто- и жиллообразными. Выявлена изменчивость параметров оруденения, характеризующаяся тем, что участки с богатым золотым оруденением сменяются участками, содержащими относительно небогатые руды. На основании постоянных кондиций подсчитаны балансовые запасы и прогнозные ресурсы золота, серебра и мышьяка.

В заключение делается вывод, что месторождение располагает в настоящее время значительными разведанными запасами и прогнозными ресурсами и, таким образом, следует считать его подготовленным для промышленного освоения. Однако, небольшая мощность рудных тел, их крутое падение при значительном развитии оруденения на глубину, предопределяет подземный способ разработки месторождения системой подэтажных штреков с массовым обрушением междукамерных целиков и потолочин. Следует отметить, что будущая разработка Пакрутского золоторудного месторождения обещает стать одним из самых успешных и перспективных проектов в горнорудной промышленности Таджикистана.

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАКРУТ

Район месторождения Пакрут находится на южном склоне Гиссарского хребта в Центральном Таджикистане. По схеме тектонического районирования (Виноградов, 1957) район входит в состав Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны Южного Тянь-Шаня. В.И. Сушковым (1972) площадь района месторождения Пакрут включена в состав Кугитуринской золоторудной зоны с преимущественным развитием золотокварцевой малосульфидной формации.

Стратиграфия

В геологическом строении площади месторождения принимают участие осадочно-метаморфические образования палеозоя, представленные морскими геосинклинальными фациально-изменчивыми образованиями ордовика, силура, девона и карбона (Евстафьев и др., 1973). Подчиненное развитие имеют отложения мезозоя и магматические породы каменноугольного, пермского и триасового возрастов.

Палеозой

Разрез палеозоя представлен в районе площади месторождения морскими геосинклинальными отложениями, мощностью около 3500 м (рисунок 2).

Ордовикская система. Разрез ордовика начинается мощной толщей метаморфических пород, известных в геологической литературе под названием «ягнобские сланцы». По литологическим особенностям эта толща разделена на две свиты: барзангинскую и рарзскую (рисунок 2, 3).

Барзангинская свита (O_{2-3br}) имеет широкое площадное распространение в виде линейных полос субширотного простирания. Нормальные стратиграфические контакты с вышележащими и нижележащими отложениями в исследованном районе не наблюдаются. Повсеместно они тектонические. Свита сложена серицит-хлорит-кварцевыми сланцами с

прослоями и линзами вулканогенных образований и яшмокварцитов (микрокварцитов). Серицит-хлорит-кварцевые сланцы – это плотные зеленые метаморфические породы, имеющие лепидогранобластовую и микролепидогранобластовую структуру и сланцеватую текстуру. Сланцеватость часто сопровождается плейчатостью.

Метаэффузивы образуют рассланцованные прослои, мощностью первые метры. В них часто наблюдаются реликты порфировых вкрапленников. Мощность пачек, сложенных переслаивающимися метаэффузивными сланцами, составляет 20-40 м.

Микрокварциты (яшмокварциты) встречаются среди сланцев в виде будинированных линз, мощностью от десятков сантиметров до первых десятков метров и протяженностью от первых метров до 100-150 м.

Мощность барзангинской свиты 1000-1500 м.

Отложения рарзской свиты (O_{3rs}) имеют исключительно широкое развитие, занимая более 50% площади района месторождения Пакрут и 100% золотоносных площадей Пакрутского рудного поля. Свита сложена зелеными метаморфическими сланцами, которые по цвету, структурно-текстурным особенностям, минеральному составу и петрохимическим особенностям аналогичны сланцам барзангинской свиты. Среди сланцев встречаются будинированные линзы микрокварцитов мощностью от десятков сантиметров до десятков метров и протяженностью от нескольких метров до первых сотен метров. Мощность свиты около 1400-1800 м.

Силурийская система. В силурийской системе выделяются шингская свита, нижнеаргская и верхнеаргская подсвиты.

Шингская свита (S_{1sn}) имеет весьма ограниченное распространение. Представлена она известковыми доломитами и доломитовыми известняками, содержащими в нижней части прослои серицито-кварцевых сланцев, а в верхней – кварцито-песчаников. Свита содержит остатки табулят и криноидей раннесилурийского возраста. Мощность свиты до 200 м.

Система		Юрская		Каменноугольная		Девонская		Силурийская		Ордовикская	
Отдел	Сред-ний	Ниж-ний	Сред-ний	Нижний	Висей-ский	Нижний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Верхний
Ярус		Турнейский	Висей-ский	Пражский	Эмский	Лихов-ский	Пржедольский	Лудловский	Ландавер-венцак	Ашгильский	Карадокский
Индекс		J_{1-2}	C_1-t-v, mrg	$D_1?ag$	$S_2^1-ar_1$	$S_2^2-D_1-ar_2$	$S_2^1-ar_1$	S_2^1-sn	O_3-rs	O_3-rs	O_3-vr
Мощность в м		280-300	более 800	800	370	410	245	1400-1800	1000-1500		
Характеристика пород											
<p>Аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, пласты углей</p>											
<p><i>Маргужорская свита.</i> Глинистые сланцы, полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, глыбы, валуны и галька известняков с <i>chernyshinella</i> sp., <i>Septaglomospiranella</i> cf. <i>primaeva</i> (Raus), <i>Tournayella</i> cf. <i>vulgaris</i> Lip.</p>											
<p><i>Агбалыйская свита.</i> Переслаивание зелёных и темных сланцев, серицитокварцевого состава с отдельными прослоями песчаников. В основании пачка кварцитосланцев мощностью 8-20м. <i>Zeravshanocrinus incubus</i> Schew., <i>Pentagonocyclicus exculcatus</i> Dubat., <i>P. granatus</i> Dubat., <i>P. unilineatus</i> Schew., <i>Anthinocrinus exculptus</i> Dubat., <i>Tetragonocyclicus anonymus</i> Schew.</p>											
<p><i>Верхнеаргская подсвита (Купрукская+Хавзакская свиты).</i> Светло-серые слоистополосчатые известняки с <i>Tryplasma asiati</i> (Nicol.) T. <i>Submagianence</i> Larus, <i>Lithophyllum sokolovi</i> Leb., <i>Favosites nikiforovae</i> Chekb., <i>Amphipora</i> aff. <i>turkestanica</i> Lessov.</p>											
<p><i>Нижнеаргская подсвита (Кутуракская свита).</i> Слоистые доломиты с <i>Amphipora antigna</i> Grin, <i>Clathradictyon numerosum</i> Grin. <i>Ecclimadictyon</i> cf. <i>microfastigiatum</i> (Riab.) <i>Paratriatorpor</i> cf. <i>cylindrica</i> Lel, <i>Tamitchevia magianica nica</i> Leb.</p>											
<p><i>Шингская свита.</i> Тонкослоистые глинистые органогенные известняки, прослой кварцито-песчаников с <i>Calostylis denticulata</i> (Kjerulf.) <i>Cyatactis</i> cf. <i>longiseptatus</i> Lavrus., <i>Favosites gothlandicus</i> Lam., <i>F. forbesi</i> Edw. et H., <i>Heliolites decipiens</i> (M. Coy.) <i>Catenipora gotlandica</i> (Yabe.)</p>											
<p><i>Рарзская свита.</i> Зеленые серицито-хлорито-кварцевые сланцы, прослой кварцитопесчаников, известняков с <i>Grewingkia</i> sp., <i>G. contexta</i> Neuman, <i>Palasophyllum</i> sp. (cf. <i>fasciculum</i> Kutorga), <i>Palaeofavosites</i> sp., <i>Catenipora gotlandica</i> (Yabe.)</p>											
<p><i>Барзангинская свита.</i> Зеленые серицито-хлорито-кварцевые сланцы, яшмокварциты, вулканогенные породы основного и кислого состава</p>											

Рисунок 2. Стратиграфическая колонка района месторождения Пакрут (составили: В.Г. Нестеров, В.И. Лаврусевич и др. 1973 г.).

Породы нижнеаргской подсвиты (S_{2ar_1}) (кутуракской свиты) (S_{2kt}) согласно залегают на отложениях нижнего силура и сложены литологически выдержанными темно-серыми битуминозными доломитами и доломитистыми известняками массивного и грубослоистого сложения. Фаунистические остатки многочисленны и характерны для лудловского яруса. Мощность подсвиты 410 м.

Верхнеаргская подсвита (S_{2ar_2}) (купрукская+хавзакская свиты) (S_{2kp-D_1kh}) залегают согласно на породах нижнеаргской (кутуракской свиты) подсвиты и представлена карбонатными породами. За пределами района эта подсвита по литологическим и палеонтологическим признакам делится на две части, а на характеризуемой территории является литологически единой. Разрез подсвиты сложен мраморизованными известняками, доломитистыми известняками с редкими прослоями филлитовидных сланцев. Мощность свиты 370 м.

Девонская система. В системе выделяется одна – агбалийская свита (Dag). Она согласно залегают на известняках верхнеаргской подсвиты. Агбалийская свита сложена зеленокаменными и филлитовидными сланцами, очень близкими по составу к сланцам рарзской свиты. Отмечаются маломощные прослои углистых сланцев и песчаников. Неполная мощность свиты – 500-800 м.

Каменноугольная система представлена маргузорской свитой. Отложения маргузорской свиты (C_{1t-v_1mr}) имеют ограниченное распространение и прослеживаются в виде чешуй и блоков субширотного простирания. За пределами района месторождения Пакрут свита трансгрессивно, со стратиграфическим несогласием, залегают на более древних породах палеозоя. Она представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками с прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Мощность свиты – 550-800 м.

Мезозой

Юрская система сложена нижним и средним отделами, нерасчлененными (J_{1-2}). Эти отложения залегают с резким угловым несогласием на размытой поверхности палеозоя. Они наблюдаются в виде небольших останцев в верховьях рр. Чарби-Дара и Казан-Темир. Нижняя часть разреза сложена грубозернистыми песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов; верхняя часть – светло-серыми мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с углистыми конгломератами. Мощность юрских отложений – 280 м.

Кайнозой

Четвертичная система. Четвертичные отложения развиты чрезвычайно широко и представлены аллювиальными, делювиальными, пролювиальными, флювиогляциальными и другими генетическими типами. В возрастном отношении они условно расчленены на три разновозрастных комплекса: среднеплейстоценовый, верхнеплейстоценовый, современный.

Среднеплейстоценовый комплекс сложен гляциальными отложениями (gQ_{II}) развитыми в верховьях крупных рек, где слагают древние морены. Представлены они не сортированными угловато-окатанными обломками сланцев, кремнистых пород, гранитоидов, реже известняков и других пород.

Верхнеплейстоценовый комплекс состоит из гляциальных, флювиогляциальных, аллювиальных и пролювиальных отложений. Гляциальные отложения (gQ_{III}) в районе месторождения представлены боковыми моренами в верховьях рр. Кальта-Куль, Пакрут, Мушкрут, Барзанги. Среди обломочного несортированного материала, слагающего морены, преобладают сланцы, в меньшей степени – микрокварциты и известняки.

Флювиогляциальные отложения (fQ_{III}) образуют высокую (третью) надпойменную террасу. Представлены супесчано-суглинистым и

галечниковым материалом с глыбами сланцев, известняков, гранитоидов, кремнистых пород.

Аллювиальные отложения (alQ_{III}) слагают третью надпойменную террасу. Русловая фация представлена галечниками пестрого состава (сланцы, микрокварциты, гранитоиды, известняки). Пойменная фация – супеси, суглинки, пески. Мощность – 60-80 м.

Проллювиальные отложения (pQ_{III}) сохранились в виде фрагментов конусов выноса, сложенных не сортированным щебнисто-обломочным суглинистым материалом. Мощность – 15-20 м.

Современный комплекс. Современные отложения развиты наиболее широко и представлены ледниковыми (gQ_{IV}), аллювиальными ($aQ_{IV}^I - aQ_{IV}^2$), проллювиальными (pQ_{IV}), делювиальными (dQ_{IV}) генетическими типами.

Ледниковые отложения слагают морены и представлены неокатанными обломками сланцев, интрузивных пород, микрокварцитов, известняков.

Аллювиальные отложения принимают участие в строении поймы, русла первой и второй надпойменных террас. В составе аллювия – галечники, суглинки, пески, супеси. Проллювиальные отложения образуют современные конуса выноса в устьях саев, сложенные не сортированным щебнисто-глинисто-глыбовым материалом. Делювиальные отложения развиты на склонах и представлены суглинисто-щебнистым материалом. Мощность до 20-30 м.

Магматизм

Район характеризуется весьма ограниченным развитием магматических образований. Выделяются верхнекаменноугольный комплекс гранитов-адамеллитов, нижнепермский комплекс субвулканических и гипабиссальных интрузий липарито-дацитового состава и позднепермско-триасовый комплекс малых интрузий субщелочных габброидов и базальтоидов (Кутенец и др., 1964).

Верхнекаменноугольный комплекс гранитов-адамеллитов (γ_2C_3). Породы данного комплекса – граниты-адамеллиты и граниты главной

интрузивной фазы, постепенно переходящие в краевых частях в гранодиориты. Граниты прорывают весь комплекс палеозойских отложений, образуя небольшие штокообразные тела неправильной формы.

Интрузив гранодиоритов-гранитов (γ_2C_3) слагает небольшое штокообразное тело в верховьях р. Малая Барзанги и представляет фрагмент Каняз-Комсомолабадского интрузива.

Дайковая фация этого комплекса представлена диоритовыми порфиритами ($\delta\mu C_3$) и лампрофирами ($x C_3$). Дайки имеют довольно широкое развитие, мощность до 3 м, их протяженность до 100 м, простирание – широтное. Диоритовые порфириты секут гранодиориты главной интрузивной фазы и вмещающие породы, в свою очередь они секутся дайками лампрофиров. Лампрофиры представлены керсантитами и спессартитами.

Нижнепермский комплекс субвулканических и гипабиссальных интрузий липарито-дацитового состава. Данный комплекс является одним из широко проявленных образований поздних стадий развития магматизма в Центральном Таджикистане. К этому комплексу отнесены дайки, развитые на левом и правом бортах р. Кальта-куль и в верховьях р. Барзанги. Дайки образуют тела субширотного простирания, мощностью до 20 м, протяженностью до 100-200 м; представлены дацитовыми порфиритами (π_3P_1) и гранит-порфирами ($\gamma\pi P_1$).

Позднеперм-триасовый комплекс малых интрузий субщелочных габброидов и базальтоидов цементирует преимущественно дайковые породы, общей особенностью которых является принадлежность к группе щелочных габброидов-базальтоидов. Возрастное их положение определяется прорыванием ими ханакинской свиты (P_2-T_1) и отсутствием их среди отложений мезозоя. Дайки щелочных лампрофиров ($\xi x T_{1-2}$) образуют довольно протяженные (до 400 м) тела мощностью до 5 м. По своим петрохимическим особенностям данные породы площади месторождения отвечают среднему составу камптонита и мончикита.

Туфобрекчии имеют пикритовый состав (xT_{1-2}), эруптивные – мончикит-лимбургитовый (ϕT_{1-2}). Из всех перечисленных интрузивных образований на площади месторождения развиты дайки щелочных лампрофиров (Мамадвафоев, Хасанов, 1976, 1986).

	Ледники		Юрская система. Аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты с пластами углей	НИЖНЕПЕРМСКИЙ КОМПЛЕКС СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ И ГИПАБИССАЛЬНЫХ ИНТРУЗИИ ЛИПАРИТО-ДАЦИТОВОГО (ГРАНИТОИДНОГО) СОСТАВА			Герцинские разрывы омоложенные в альпийское время
	Ледниковые отложения. Крупные обломки, песчано-глинистый материал		Каменноугольная система. Глинистые сланцы алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты		Гранитпорфиры		Направление падения поверхности разрыва и угол падения
	Аллювиальные отложения. Отложения русла поймы. Первая пойменная терраса, галечники, пески, глины		Девонская система. Агбалейская свита. Серицито-кварцевые сланцы филлитовидные сланцы, кварциты, известняки		Дацитовые порфириды	ЗАЛЕГАННИЕ ПОРОД	
	Аллювиальные отложения. Вторая надпойменная терраса. Пески, галечники, глины		Силурийская система. Аргская свита, верхняя подсвита, светло-серые слоистые полосчатые известняки	ВЕРХНЕКАРБОНОВЫЙ КОМПЛЕКС ГРАНИТОВ-АДАМЕЛИТОВ			1-наклонное. 2-вертикальное. 3-опрокинутое
	Проловиальные отложения. Крупные обломки пород и грубый щебнисто-глинистый материал.		Силурийская система. Аргская свита, нижняя подсвита. Слоистые битуминозные доломиты		Лампрофиры	ЛИТОЛОГИЯ	
	Делювиальные отложения. Глины, супеси, щебень		Силурийская система. Шингская свита. Тонкослоистые глинистые органогенные известняки, кварцито-песчаники		Диоритовые порфириды		Конгломераты
	Оползни. Обломки различных размеров и щебнисто-глинистый материал		Ордовикская система. Разокая свита. Серицито-хлорито-кварцевые сланцы, кварцито-песчаники, известняки		Мелко-среднезернистые биотитовые граниты-адамеллиты		Песчаники
	Делювиально-пролювиальные отложения. Щебнисто-суглинистый материал		Ордовикская система. Барзангинская свита. Серицито-хлорито-кварцевые сланцы, яшмовкварциты, вулканогенные породы основного и кислого состава		Среднезернистые порфиридные роговообманково-биотитовые граниты-адамеллиты		Известняки
	Флювиогляциальные отложения. Полуокатанные обломки. Третья подпойменная терраса	НИЖНЕ-СРЕДНЕТРИАСОВЫЙ КОМПЛЕКС МАЛЫХ ИНТРУЗИИ СУБЩЕЛОЧНЫХ ГАББРОИДОВ И БАЗАЛЬТОИДОВ		ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ			Известняки-доломитовые
	Аллювиальные отложения. Третья подпойменная терраса		Пикритовые порфириды		Щелочные граниты и граносиениты		Доломиты
	Аллювиальные отложения. Галька, супесчано-щебнистый глинистый материал		Щелочные лампрофиры		Щелочные базальты, анальцимовые базальты, щелочные диабазы		Эффузивы кислого и основного состава
	Проловиальные отложения. Щебнисто-обломочный материал		Экзосивные брекции мончикит-лимбургитового и пикритового состава		Стратиграфическое несогласие		Сланцы-зеленосланцевой фации
	Гляциальные отложения. Древняя морена. Угловато-окатанные и неокатанные обломки пород, слабо сцементированные				Гравитационные свалы (оползни)	ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
	Гляциальные отложения. Древняя морена. Угловато-окатанные обломки пород сцементированные песчано-глинистым материалом				РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ		Месторождение и его номер
					Герцинские доинтрузивные II и III порядка		

Рисунок 3^а. Условные обозначения к геологической карте.

Тектоника

По схеме тектонического районирования Центрального Таджикистана район месторождения Пакрут входит в состав Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны (Виноградов, 1957ф). Он является одним из фрагментов Магиан-Барзангинской зоны смятия (Волчкович, 1971ф), протягивающейся в субширотном направлении на сотни километров и отличающейся диафорестическим метаморфизмом зеленосланцевой фации, интенсивной дислоцированностью палеозойских толщ, обилием разрывных нарушений, приуроченностью к ней разновозрастных магматических образований, многочисленных проявлений полезных ископаемых, а также грабенов, вмещающих мезозойско-кайнозойские отложения. Зона смятия совпадает с ядерной частью Северо-Гиссарского антиклинория, сложенного преимущественно «зелеными сланцами» ордовика-нижнего силура.

Тектонические структуры района были сформированы в результате проявления герцинского и альпийского тектогенеза. Эти две эпохи активизации тектонической деятельности нашли свое отражение в образовании двух структурных этажей – палеозойского геосинклинального и мезозойского платформенного, отделенных друг от друга резким угловым несогласием.

В строении палеозойского структурного этажа принимают участие метаморфизованные отложения геосинклинального типа. Они образуют три согласно сменяющие друг друга структурных яруса. Нижний ярус – ордовик-средний девон, мощностью 4000-5000 м, сложен вулканогенно-терригенной формацией среднего-верхнего ордовика (2400-3300 м) и кремнисто-карбонатной формацией силура-среднего девона (1700 м). Средний ярус представлен терригенной формацией нижнего карбона, мощностью 800 м. Верхний ярус образован карбонатной формацией нижнего-среднего карбона, мощностью 580 м. Мезозойский структурный этаж представлен отложениями нижней и средней юры, сохранившимися в виде небольших фрагментов в лежащих крыльях крупных герцинских разрывов.

В пределах описываемой части Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны выделяются два крупных тектонических блока: Руфигар-Дараимазарский и Пинони-Пичефский (Евстафьев, 1973). Основные структуры района месторождения Пакрут участвуют в строении Руфигар-Дараимазарского блока; Пинони-Пичефский блок расположен южнее – за пределами площади района месторождения. Границей между блоками являются крупные разрывы герцинского заложения.

Наиболее крупными складчатыми структурами в пределах Руфигар-Дараимазарского блока являются Кальтакульская (Кумархская) и Барзангинская (Пакрутская) антиклинали, а также Хатанагульская антиклиналь и Агбалийская синклиналь (две последние структуры – за пределами района).

Разрывные структуры в пределах района месторождения Пакрут развиты исключительно широко. Они представлены многочисленными сбросами, взбросами, надвигами, сдвигами. Преобладающее направление разрывов субширотное, в меньшей степени – северо-восточное, северо-западное и субмеридиональное. Наиболее крупные разрывные структуры представлены Руфигарским, Графитовым (Пакрутским) и Гиссаро-Каратегинским (Северо-Гиссарским) нарушениями.

Гиссаро-Каратегинский разлом является герцинской структурой первого порядка. Он расположен в центральной части Руфигар-Дараимазарского блока и прослеживается в широтном направлении на расстоянии более 20 км. В пределы района месторождения Пакрут попадают лишь отдельные небольшие участки зоны Гиссаро-Каратегинского разлома. Разрыв представляет собой взбросо-надвиг и выражен серией сближенных сместителей, объединяющихся в зону мощностью несколько десятков метров. На отдельных участках он проходит среди сланцев рарзской свиты; в большинстве же случаев приводит их в соприкосновение с вулканогенно-терригенной толщей барзангинской свиты, залегающей в приподнятом его южном крыле. Плоскости сместителей наклонены на юг, под углами 50°-60°.

Разлом имеет глубокое заложение, о чем свидетельствует наличие в его зоне трубок взрыва «Кальтакуль» и «Чарби-Дара», а также значительная амплитуда смещения блоков.

Среди разрывных структур второго порядка наиболее крупными являются Руфигарский и Графитовый (Пакрутский) разломы (рисунок 4).

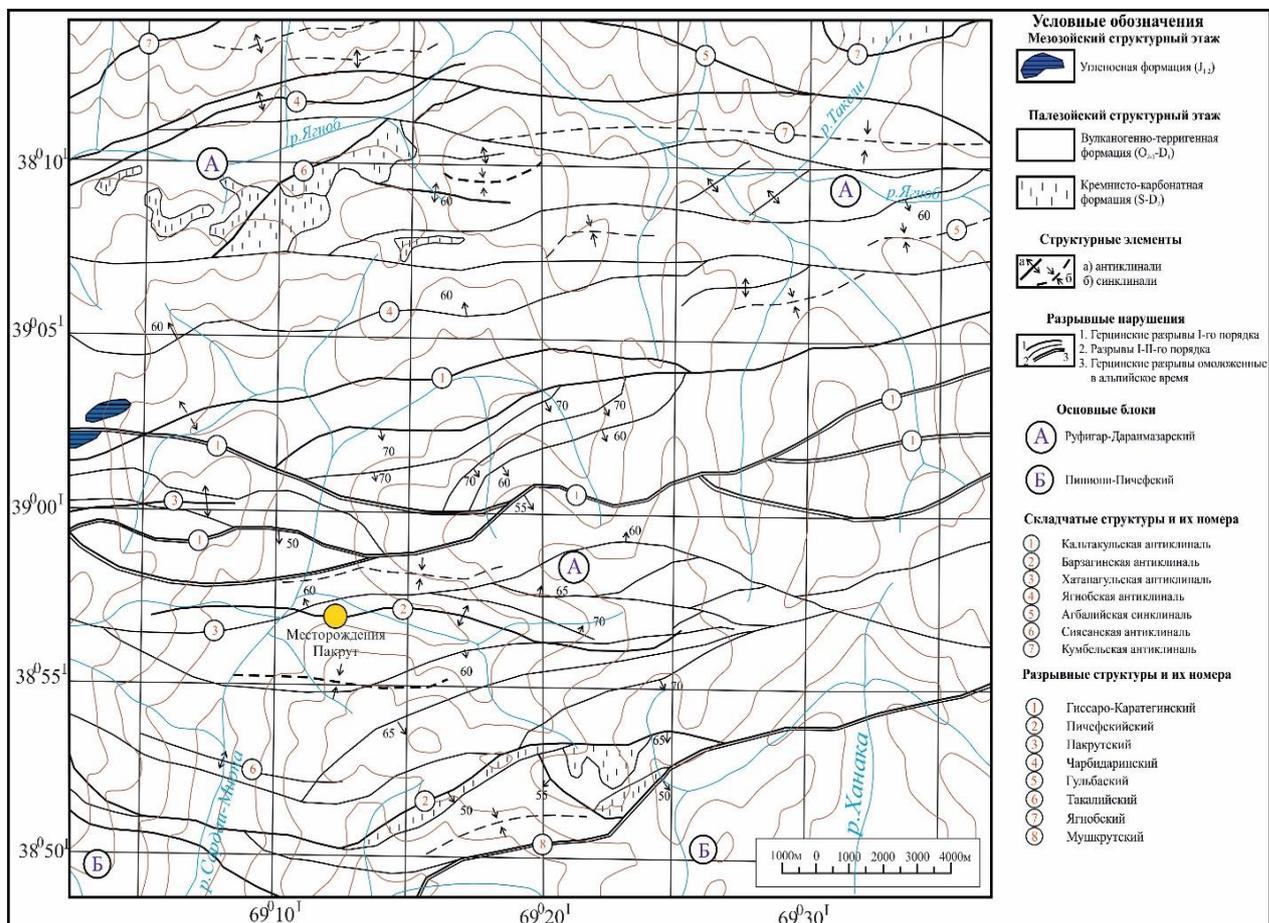


Рисунок 4. Тектоническая схема района (составил С.А. Евстафьев, 1973 г.).

Зона Руфигарского разлома сложного характера прослеживается в субширотном направлении, по левому склону р. Кальтакуль, от водораздела верховьев р. Барзанги на востоке до верховьев р. Чарби-Дара на западе, протяженностью более 15 км. Зона представлена системой сближенных разрывов субширотного простирания, сосредоточенных в полосе шириною до 1-2 км, в виде дробления, милонитизации, интенсивной трещиноватости пород мощностью от первых метров до десятков метров. В них развиты продукты гидротермально-метасоматических изменений, выраженных в окварцевании, альбитизации и сульфидизации (пирит, арсенопирит антимонит, галенит, блеклые руды и других минералов) вмещающих пород.

Между разрывами субширотного простирания развита система диагональных разрывов северо-восточного и северо-западного простирания, а также субмеридионального направления.

Наиболее интенсивное проявление тектонических нарушений наблюдается в северо-восточной части площади месторождения Пакрут, на участке Восточный Руфигар, где в зоне Руфигарского разрыва наблюдаются дайкообразные и штокообразные тела гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Этот участок отличается очень высокой степенью сложности геологического строения, так как помимо разрывных нарушений собственно Руфигарского разрыва, здесь фиксируется система многочисленных мелких нарушений, связанных с внедрением магматических тел. Эти мелкие разрывы развиты на участках между основными тектоническими швами, составляющими Руфигарский разрыв. Морфология и ориентировка этих мелких нарушений весьма разнообразна. Преобладают сбросы, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги северо-восточного и субширотного простирания с амплитудой в первые метры-десятки метров. Плоскости сместителей имеют углы падения 60-80°. Значительно реже наблюдаются пологие нарушения с углами падения 10-20°. С последними, в отдельных случаях, связаны маломощные кварцевые жилы с рудной минерализацией (свинец, серебро).

Руфигарский разрыв является рудоконтролирующей структурой. В его зоне расположены рудопроявления Руфигар, Сульфидное, Сурьмяное, а также многочисленные рудные точки с минерализацией золота, сурьмы, свинца и других элементов.

Основным фактором рудолокализации на Пакрутском месторождении является сочетание пликативных и дизъюнктивных нарушений в пределах единой Барзангинской (Пакрутской) грабен-антиклинальной структуры. Промышленное оруденение локализовано в серии линейных субпараллельных тектонических нарушений, вдоль которых развиты метасоматиты с сульфидной минерализацией.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Согласно тектонической схемы, район месторождения Пакрут, как было отмечено, относится к Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоне по П.Д. Виноградову (рисунок 5), являясь фрагментом Магиан-Барзангинской зоны смятия (Волочкович, 1971ф). Он входит в состав субширотного Пакрут-Руфигарского рудного узла Пасруд-Ягнобской металлогенической зоны.

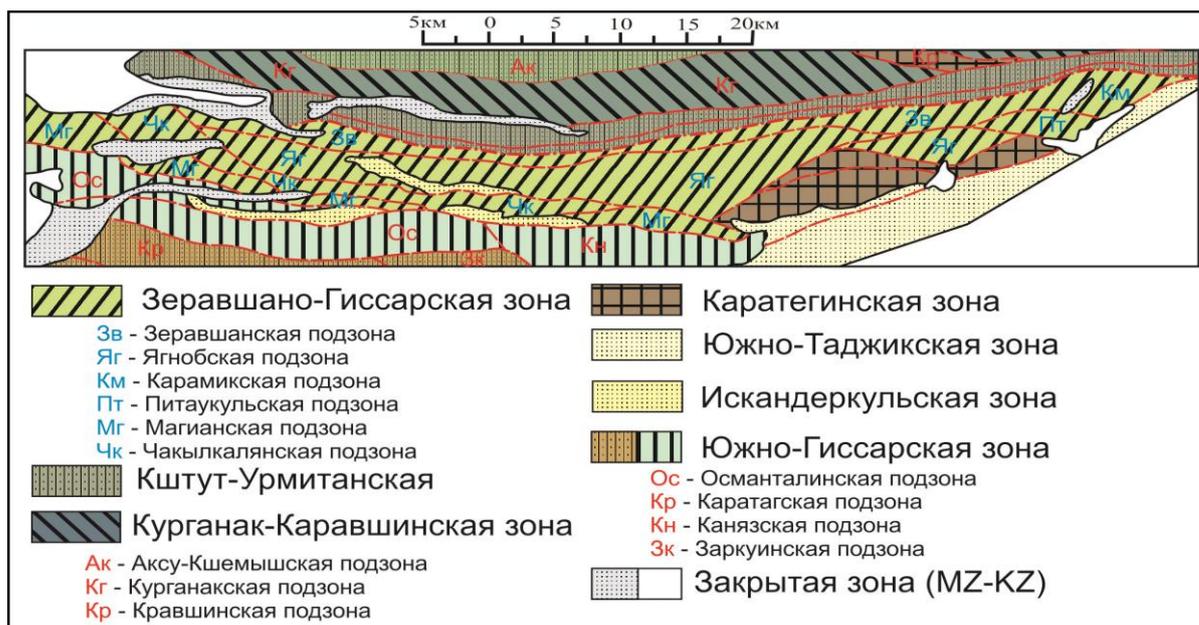


Рисунок 5. Зеравшано-Гиссарская структурно-формационная зона
(П.Д. Виноградов, 1957; Старшинин, 1994; Таджибеков, 2015)

Анализ геологического строения Пакрутского месторождения позволяет наметить три основные стадии геологической истории района: геосинклинальная, субплатформенная и эпиплатформенного орогенеза, каждая из которых отличается свойственным только ей типом тектонического режима.

Начало геосинклинальной стадии относится к среднему ордовику, когда в мелководном морском бассейне шел процесс накопления глинисто-песчаных отложений, послуживших исходным материалом для образования сланцев. Одновременно в этот период происходило излияние магм базальтоидного и липаритового состава. Образующийся при излияниях избыток кремнекислоты осаждался в виде кремнистых пород. Накопление терригенных осадков

происходило до конца ордовикской эпохи. В связи с незначительной пульсацией дна бассейна формировались маломощные прослои органогенных известняков. Таким образом, к концу ордовика были сформированы две близкие по составу свиты, общей мощностью около 3000 м.

На протяжении времени от среднего ордовика и до конца нижнего девона происходило постоянное прогибание земной коры. В морском бассейне с незначительными изменениями условий осадконакопления происходило отложение существенно карбонатных пород силура и девона.

В середине девонского периода тектонические движения вывели район из-под уровня осадконакопления с образованием области устойчивого поднятия. Тектонические движения этого времени носили складчатый характер. Созданный ими рельеф и складчатые структуры были пологими, а глубина их денудации относительно небольшой.

Новый этап седиментации начался в турнейском веке и продолжался до конца нижнего карбона. Он характеризуется накоплением терригенных пород маргузорской свиты, происходящим на фоне интенсивных тектонических движений земной коры. Быстрое и глубокое прогибание района способствовало накоплению плохо сортированных пород полимиктового состава (рисунок 6). К этому времени относится образование регионально-метаморфизованных зеленосланцевых толщ по терригенным и вулканогенным породам ордовикского, силурийского и нижнедевонского возраста. В конце раннего визе произошло общее поднятие района, которое сопровождалось усложнением его структурных элементов.

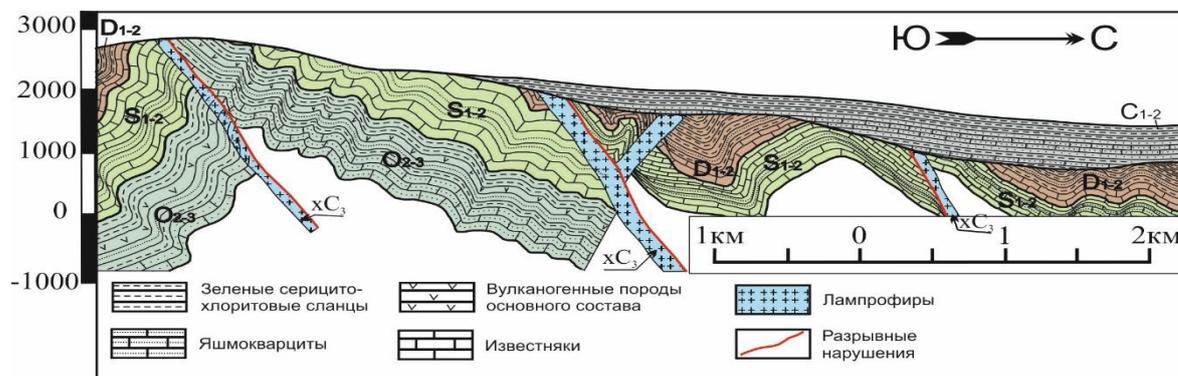


Рисунок 6. Разрез структуры Пакрутского рудного поля в позднекаменноугольную эпоху (Таджибеков, Набиев, 2015).

Заключительный этап геосинклинального развития района сопровождался формированием складчатых и разрывных дислокаций, магматической и гидротермальной деятельностью. На сопряжении антиклинориев с синклинориями возникли мощные зоны смятия, представленные сериями узких, тесно сжатых, изоклинальных складок (рисунок 7). Движения этого этапа осложняют внутреннюю структуру складчатых формирований, складки нарушаются многочисленными продольными взбросо-надвигами. Движения этого этапа, по существу, завершились формированием герцинской структуры района.

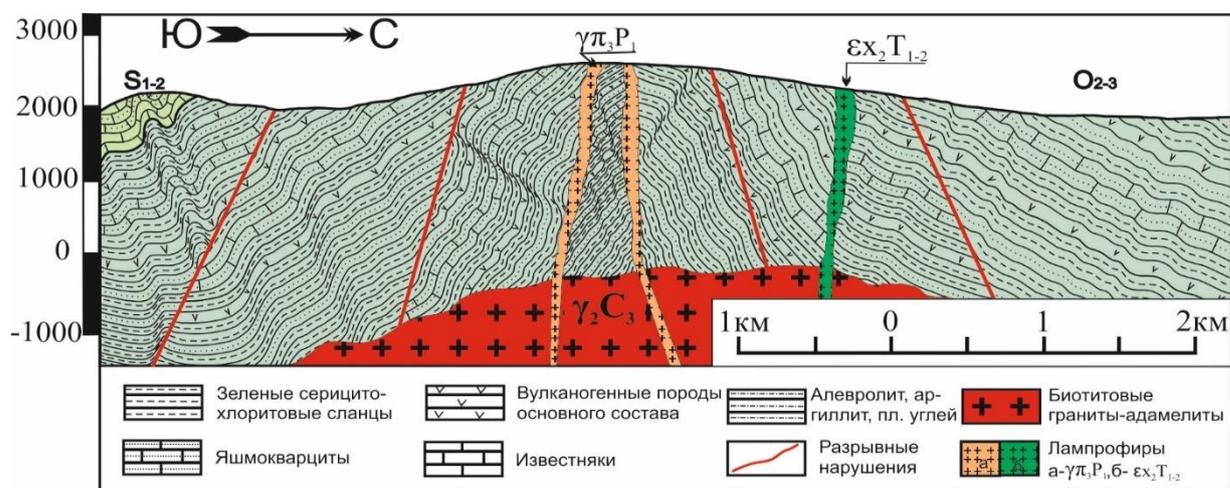


Рисунок 7. Разрез структуры Пакрутского рудного поля в позднепермско-раннетриасовую эпоху (Таджибеков, Набиев, 2015)

В дальнейшем происходит постепенное затухание тектонических движений с отдельными вспышками активности, приуроченными по времени к ранней перми и триасу. В ранней перми они сопровождались внедрением малых интрузий и даек дацит-липаритовой формации, образованием складок и заложением малоамплитудных взбросов и сбросов. Начало триаса ознаменовалось переходом к платформенному режиму, который прерывался кратковременными тектоническими подвижками, оживлением крупных региональных разломов и внедрением в их зоны малых интрузий субщелочно-габброидных и базальтоидных пород.

В позднем триасе и ранней юре установилось относительное затишье, седиментация происходила лишь в частных мелких впадинах за пределами района месторождения Пакрут (рисунок 8).

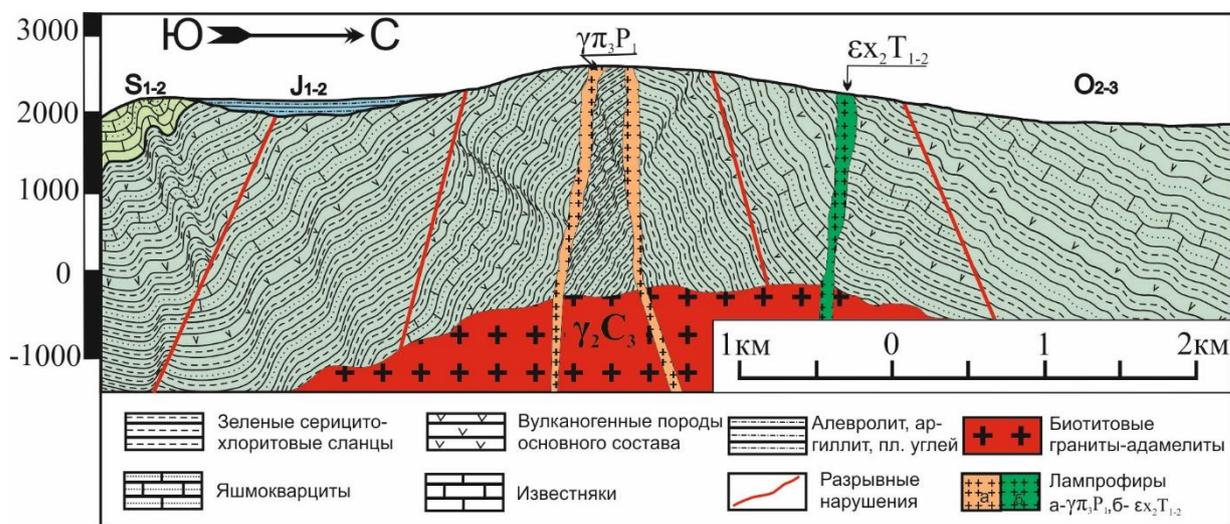


Рисунок 8. Разрез структуры Пакрутского рудного поля в позднеюрскую эпоху (Таджибеков, Набиев, 2015)

Альпийский орогенический цикл, существенно проявившийся в олигоцене (P_3^2), привел к образованию сводово-глыбовых поднятий современных Гиссарского и Зеравшанских хребтов. В то же время, происходило обновление крупных разломов района, ныне четко выраженных в рельефе. Тектонические движения среднечетвертичной эпохи носили импульсивный характер и привели к образованию эрозионно-денудационного типа рельефа (рисунок 9).

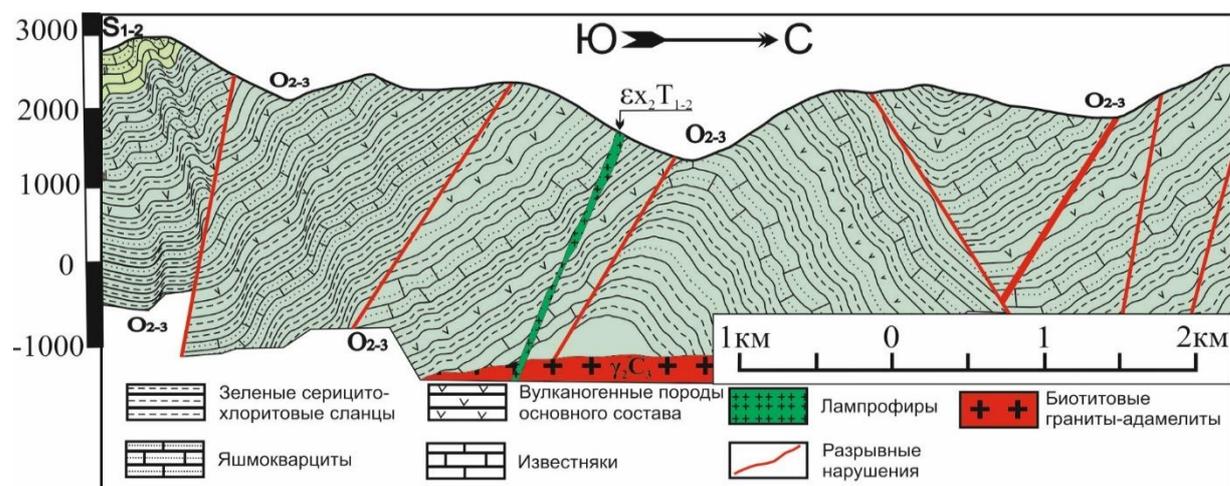


Рисунок 9. Разрез структуры Пакрутского рудного поля в четвертичную эпоху (Нестеров, Лаврусевич, 1973; Таджибеков, 2015)

Как выше было отмечено, в пределах рудного узла выделяются два крупных тектонических блока: Руфигар-Дараимазарский и Пионий-Пичефский, разделенные крупным Мушкрутским разрывным нарушением (рисунок 10).

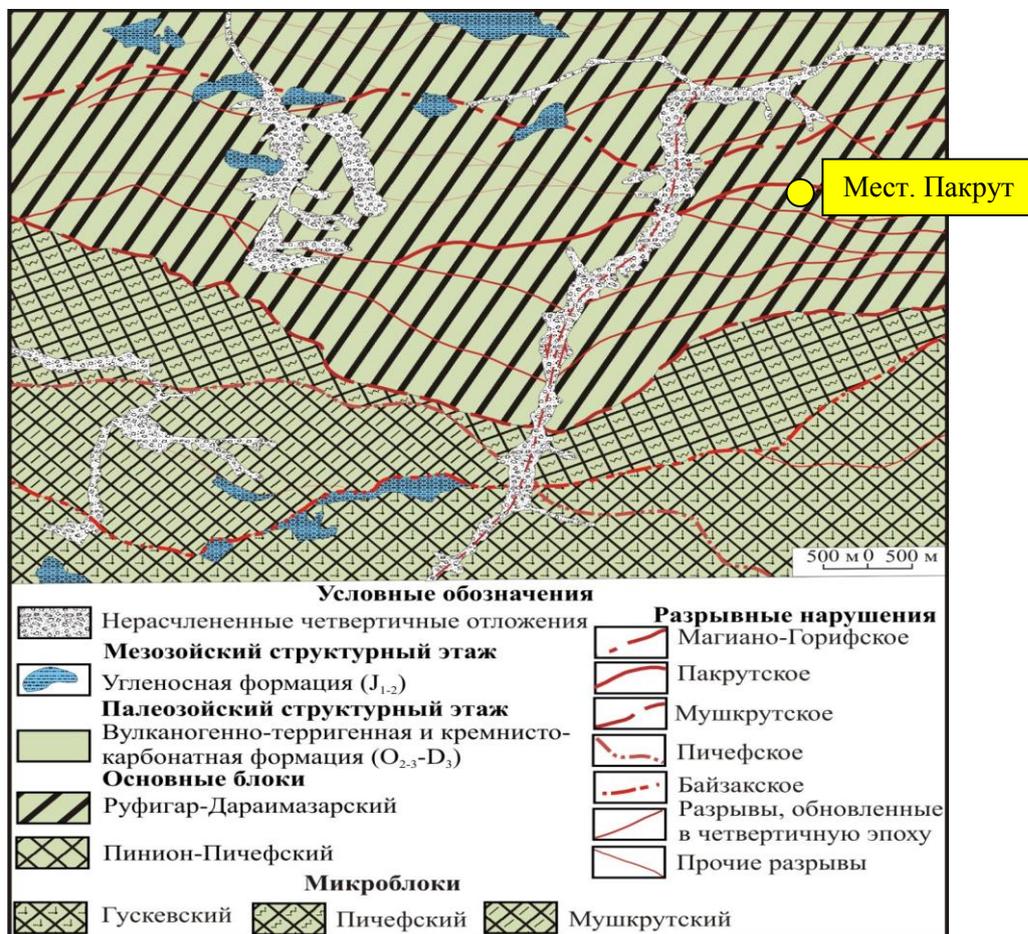


Рисунок 10. Тектоническая схема района Пакрутского рудного поля
(Таджибеков, 2015)

Руфигар-Дараимазарский блок характеризуется развитием однообразных по литологическому составу пород – мощной толщи кварц-серицит-хлоритовых сланцев. Эти породы представляет собой наиболее древние образования и являются свидетелями значительной эродированности территории за новейший этап в пределах названного блока.

Основными структурами рудолокализации в пределах названного блока являются: Калтакульская (Кумархская) и Барзангинская (Пакрутская) антиклинали, а также Хатанагульская антиклиналь. Они располагаются

кулисообразно и перемежаются синклинальными структурами, осложнены и разорваны последующими тектоническими движениями.

Кальтакульская антиклиналь прослеживается в субширотном направлении на расстоянии до 15 км вдоль одноименной реки и долины р. Чарбидара. Ядерная часть антиклинальной структуры сложена породами барзангинской и рарзской свит (рисунок 11). Складка асимметричного строения. Крылья складки, размах которых составляет 2-3 км, падают под углом $30-60^{\circ}$, в присводовой части – $45-50^{\circ}$. Местами в крыльях складки наблюдается постепенное выполаживание углов падения. Складка осложнена многочисленными пликативными и дизъюнктивными дислокациями как субширотного, так и другого простирания. Субширотные (продольные) складки развиты, в основном, вдоль продольных разрывных нарушений и прослеживаются иногда на расстояние от первых сотен метров до первых километров. Ширина их обычно не превышает первых сотен метров. Породы на крыльях складок имеют крутое падение – $50^{\circ}-80^{\circ}$, в сводах часто развита интенсивная трещиноватость, дробление пород.

Поперечная или диагональная (по отношению к оси Кальтакульской антиклинали) мелкая складчатость наиболее интенсивно проявлена в приустьевой части р. Кальтакуль на его левом склоне, а также на левом борту р. Сардаи-Миёна. Складки субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направлений имеют значительно меньшие размеры, по сравнению с продольными приразломными, длина их составляет десятки-первые сотни метров, ширина – первые десятки метров. Залегание пород на крыльях более пологое, чем в продольных складках, углы падения обычно не превышают $30-40^{\circ}$, лишь в отдельных случаях достигают $50^{\circ}-70^{\circ}$.

Мелкая складчатость на общем фоне южного крыла Кальтакульской антиклинали развита также в восточной части площади – на левом борту р. Кальтакуль, на участке Восточный Руфигар. Здесь образование ее связано с проявлением магматизма. Как правило, такие антиклинальные складки развиты в местах выхода на поверхность гранит-порфиров, как бы обрамляя

их, в пластичных сланцевых толщах иногда наблюдается подобие диапировых структур; ядро складки протыкается штокообразным телом гранодиорит порфиров.

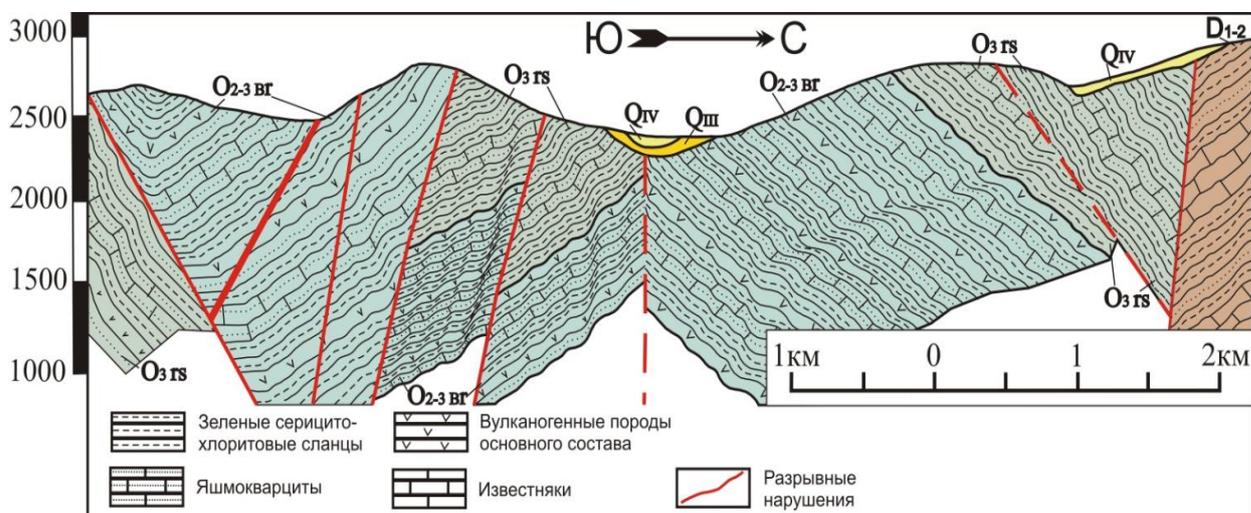


Рисунок 11. Калтакульская (Кумархская) антиклиналь (составили: В.Г. Нестеров, В.И. Лаврусевич и др. 1973г.).

Барзангинская (Пакрутская) антиклиналь (рисунок 12) прослеживается на расстоянии 5-6 км южнее Кальтакульской и протягивается перпендикулярно долине р. Сардаи-Миёна. Простираение складки широтное. Протяженность её на рассматриваемой территории более 12 км, размах крыльев – 1,5-2 км. На отрезке около 6 км сводовая часть антиклинали совпадает с руслом р. Пакрут. На этом участке складка относительно прямолинейна в плане и ориентирована по азимуту 110° . В целом антиклиналь сложена вулканогенно-терригенными образованиями барзангинской и рарзской свит. Складка ассиметричного строения с падением северного крыла на север под углами $30-40^{\circ}$, а южного на юг под углами $45^{\circ}-50^{\circ}$. Шарнир складки погружается к долине р. Пакрут. Ядро складки разорвано одноименным разрывом, а крылья срезаны с обеих сторон нарушениями субширотного простирания. Западнее устья р. Пакрут складка меняет своё направление на юго-западное, а затем, в долине р. Кути-Хар, на широтное. Следует отметить, что геолого-структурная позиция Чадакского золоторудного месторождения (Сулейманов, Агишева, 1998) определяется

также грабен-антиклиналью ассиметричного строения, осложненной чередованием грабен-синклиналей и -антиклиналей более мелкого порядка.

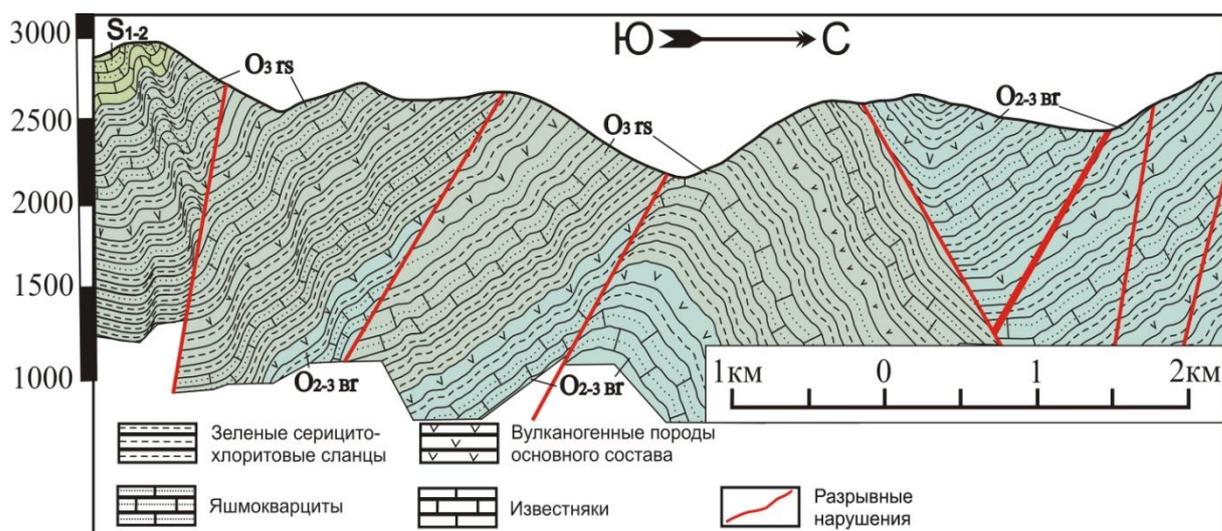


Рисунок 12. Барзангинская (Пакрутская) антиклиналь (В.Г. Нестеров и др. 1973г.).

На дневной поверхности замковая часть антиклинали повсюду перекрыта аллювиальными отложениями. Судя по обнажениям и данным скважин, к осевой плоскости Пакрутской антиклинали приурочена зона смятия в виде изоклиальной микроскладчатости и вторичной сланцеватости пород, развитой по вертикально ориентированному кливажу осевой плоскости антиклинали. Скважинами на глубине, в осевой плоскости складки, зафиксирована зона дробления мощностью до 15-20 м с графитизацией и пиритизацией пород.

В пределах площади месторождения крылья Пакрутской антиклинали сложены сланцами рарзской свиты. При этом в южном крыле антиклинали в сланцах наблюдаются пластообразные тела и будинированные линзы микрокварцитов, мощность которых колеблется от десятков сантиметров до десятков метров, а протяженность – от первых метров до первых сотен метров. Здесь же, в сланцевой толще, присутствуют мелкие прослои (десятки см) известняков, насыщенных углисто-глинистым веществом. В разрезе северного крыла антиклинали известняки и кремнистые породы практически не наблюдаются. Это указывает на то, что северное и южное крылья складки сложены различными частями разреза рарзской свиты, и даёт основание

предполагать наличие продольного разрыва в её своде. В этом случае южное крыло антиклинали представляет опущенный блок по отношению к северному крылу. Слоистость сланцев в южном крыле ориентирована по азимуту 175-180⁰, угол падения 60⁰. В северном крыле преобладает простирание по азимуту 80⁰, падение от близко к вертикальному до 70-75⁰. Залегание пород в крыльях антиклинали осложнено мелкими, обычно продольными складками, протяженность которых колеблется от десятков до первых сотен метров с размахом, не превышающим десятки метров. На крыльях этих складок породы падают под углами 50-80⁰, а в сводовых их частях они интенсивно трещиноваты и раздроблены.

В пределах района месторождения Пакрут разрывная тектоника развита широко и представлена многочисленными сбросами, взбросами, надвигами и сдвигами. Подавляющее их большинство имеет субширотное направление, в меньшей степени – северо-восточное, северо-западное и субмеридиональное. Наиболее крупной разрывной структурой на площади месторождения является Графитовый (Пакрутский) разлом (Андамов, Валиев, Набиев, Одинаев, 2016).

Графитовый разлом представляет собой систему сколовых трещин в зоне мощностью от 50 до 200 м, падающих на север под углами 50-80⁰. Разлом прослеживается в северном крыле Пакрутской антиклинали, от устья шт. № 3 и далее в восточном направлении на протяжении 5 км.

Графитовый разлом является основной рудоконтролирующей структурой Пакрутского месторождения. Рудные тела этого месторождения локализованы вдоль пучка разрывных нарушений, состоящих из сближенных крутопадающих субсогласных, малоамплитудных сбросо-сдвигов северо-западного простирания. Они являются межпластовыми и внутрипластовыми срывами длительного и многоактового развития, выраженными в виде зон дробления, катаклаза и милонитизации.

Площадь месторождения пересекает довольно крупный разрыв I. Западная его часть на горизонте шт. 1 имеет азимут падения 175⁰, угол падения

62-65°. Восточная часть этого разрыва имеет азимутом падения 150-155°, углом падения 70-75°. Зона разрыва сопровождается рыхлой брекчией, мощностью от 1 до 5 м, на отдельных участках которой наблюдается графитизация и отмечено или имеет место линзовидное тело метасоматитов мощностью до 80 см.

200-300 м южнее описанной дислокации протягивается широтный разрыв П. Морфологически он выражен в виде субпараллельной системы трещин с азимутом падения 180° и углом падения 60°. В зоне разрыва вмещающие сланцы раздроблены и превращены в рыхлую, местами мучнистую массу. В зоне разрыва фиксируется линзовидное тело метасоматитов мощностью 0.3-1.5 м.

Кроме описанных разрывных нарушений в формировании месторождения немаловажную роль играли разрывы более высоких порядков, имеющих самую различную ориентировку. Среди них основную роль в образовании рудных тел играли нарушения север – северо-западного и северо-восточного направлений.

Существенное значение в структуре месторождения сыграла послерудная тектоника, в результате проявления которой произошли неоднократные подвижки как по разломам, контролирующим тела рудоносных метасоматитов, так и по вновь возникшей серии разнонаправленных сколов типа крутопадающих сбросо-сдвигов и пологих сдвигов-надвигов. Амплитуда перемещения по послерудным нарушениям составляет от 0.1-0.3 до 10 м. Золотая минерализация на месторождении Пакрут пространственная и генетически связана с продуктами гидротермальной переработки сланцев, в первую очередь с окварцеванием, альбитизацией и сульфидной минерализацией. Промышленная минерализация представлена линзообразными и жилообразными телами, реже телами изометрической формы, мощностью от 2 до 69 м. Распределение золота в метасоматитах неравномерное. Контуры рудных тел чаще всего не совпадают с геологическими границами. Это связано, по-видимому, с неодинаковой

интенсивностью проработки пород, обусловленных литолого-структурными закономерностями рудолокализации. Хотя, в целом, наблюдается статистически закономерная связь между интенсивностью золотого оруденения и гидротермального изменения пород, однако решающее влияние на размещение оруденения оказывает трещинная тектоника, наиболее проницаемая среда для рудоносных растворов.

Основным фактором рудолокализации на Пакрутском месторождении является структурный, то есть сочетание пликативных и дизъюнктивных нарушений в пределах единой грабен-антиклинальной структуры (Набиев, Файзиев 2016). Промышленное оруденение локализовано в серии линейных субпараллельных зон, приуроченных к пучку крутопадающих субсогласных малоамплитудных тектонических нарушений, вдоль которых развиты метасоматиты с сульфидной минерализацией. Основное количество золотого оруденения размещено в пределах внутренних зон этих метасоматитов юго-восточного простирания, представляющих собой кварц-полевошпатовую породу кварцитоподобного типа. Сложная складчатая и разрывная тектоника, а также интенсивный гидротермальный метасоматоз обусловили многообразие морфотипов рудных тел, как секущий (жильный), так и межформационный и внутриформационный зоны окварцевания.

В пределах 6 выделенных рудоносных зон на площади месторождения оконтурены 6 рудных тел (рисунок 13). Эти тела большей частью не имеют чётких геологических границ и оконтурены по результатам опробования. Все рудные тела расположены на южном крыле Пакрутской антиклинали, в пределах тектонического блока, ограниченного с юга разломом I, а с севера – Графитовым разломом.

Рудное тело – 1 находится в пределах рудной зоны – 1 и имеет широтное простирание. Оно контролируется дизъюнктивами с южным падением в своей верхней части под углами $50-70^{\circ}$, далее постепенно переходящими на северное падение под углами $70-85^{\circ}$.

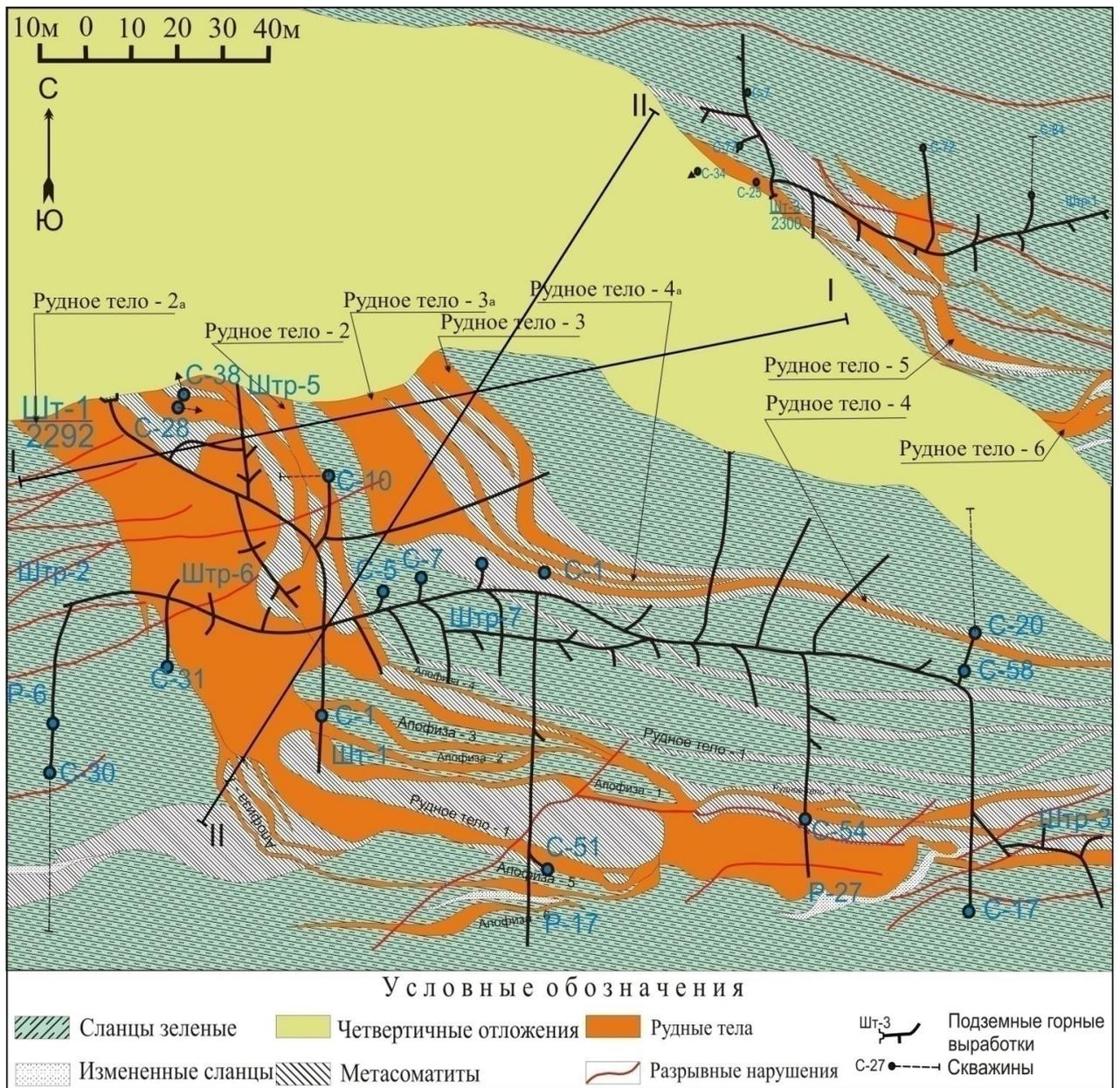


Рисунок 13. План расположения рудных тел на Пакрутском месторождении (Буряк, Кузнецов, 1978, Умаров, 2008)

Закономерных изменений параметров по простиранию не наблюдается. Однако по падению, ниже горизонта 2150 м содержание золота увеличивается. С поверхности рудное тело прослеживается на протяжении 210 м. В восточном направлении фиксируется тенденция уменьшения параметров оруденения. В рудном теле наиболее высокие содержания золота тяготеют к висячему боку тела. Рудное тело – 1 имеет форму рудного столба, склонённого на юго-восток под углами 55-60°.

Рудное тело – 2 оконтурено в пределах рудной зоны 2, косо секущей южное крыло антиклинальной складки от её осевой плоскости до сочленения с рудным телом – 1. Контролируется оно многоосевым сбросом восток-юго-восточного направления в сочетании с широтными взбросами, падающими на юг, и многочисленными мелкими разрывными нарушениями. Среди них выделяются системы крутопадающих разрывов юго-западного (азимут падения 210-220⁰, угол 70⁰) и северо-восточного (аз. падения 155-165⁰, углы падения 60-90⁰). Рудное тело – 2 прослежено по простиранию на 230 м, а по падению на 280 м. Оно контролируется мощным телом массивных кварц-альбитовых метасоматитов, мощностью до 40 м. На вертикальной проекции рудное тело имеет форму широкого рудного столба (рисунок 14), склоняющегося на юго-восток. Мощность тела варьирует в пределах 0.8-12 м, содержание золота – от 3.54 до 13.8 г/т.

Рудное тело – 3 (рисунок 15) прослежено на поверхности на протяжении 150 м, а на глубину – 230 м от поверхности. Приурочено к висячему боку тела массивных метасоматитов, простирающихся по азимуту 130⁰ с падением на северо-восток под углом 65-70⁰. С северо-запада рудное тело ограничено Графитовым разломом, с юго-востока – линией сочленения с рудным телом 4. Мощность рудного тела – 3 варьирует от 2.03 до 24.22 м при содержании золота в интервале 0.77-5.75 г/т.

Рудное тело – 4. находится в пределах одноименной рудной зоны. На северо-западе ограничивается разрывом I. Общая установленная протяженность рудного тела составляет 460 м. Простирание его субширотное. Мощность метасоматитов, контролирующих рудное тело, достигает 40 м.

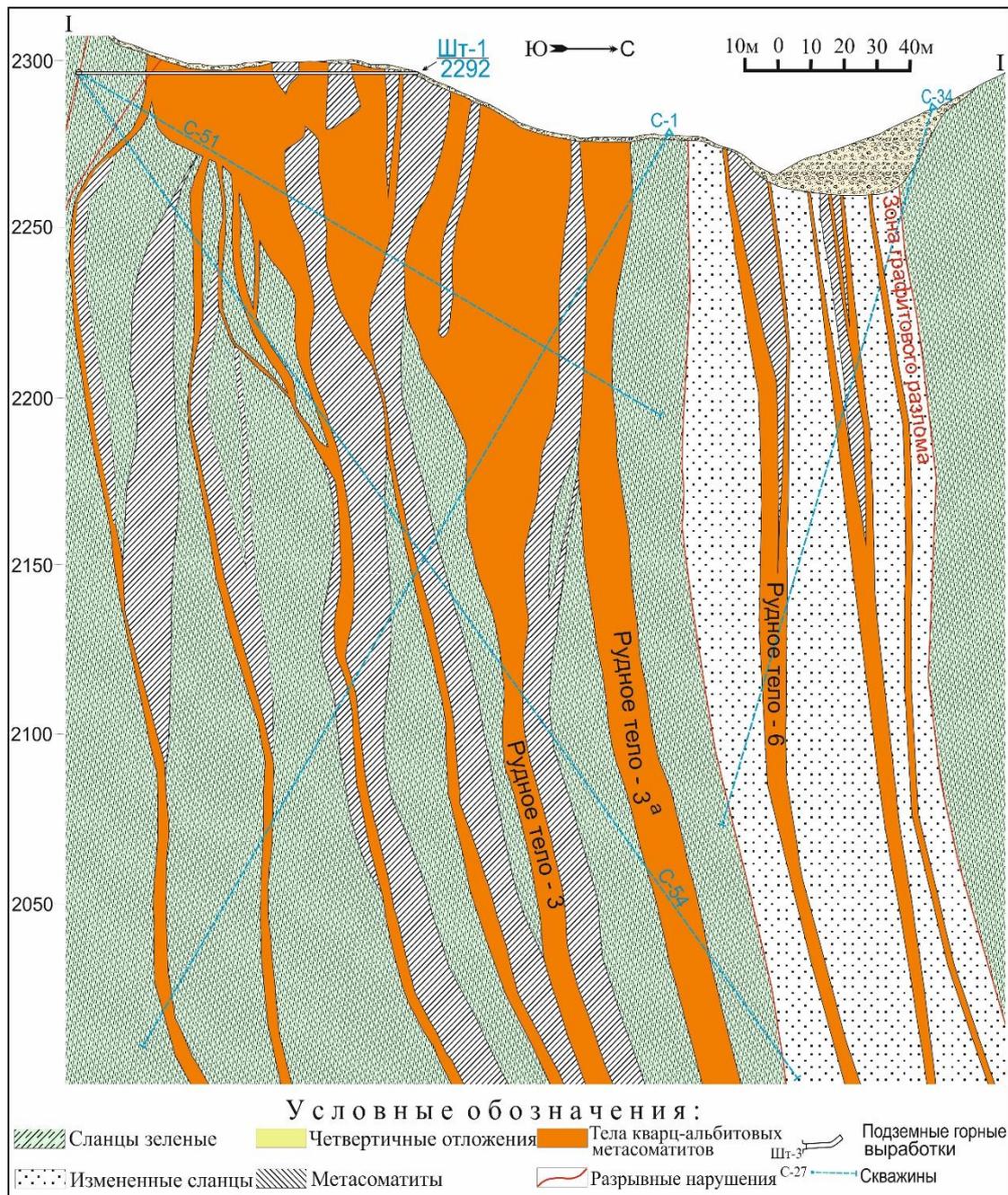


Рисунок 14. Разрез рудных тел Пакрутского месторождения по линии I-I (Буряк, Кузнецов, 1978г.; Умаров, 2008г.)

Рудное тело – 5 оконтурено в пределах небольшого участка рудной зоны – 5. С юга востока оно примыкает к зоне – 6. Характеризуется интенсивностью метасоматических изменений сланцев. Падение рудного тела крутое на север под углом 70° , простирание – северо-западное. Протяженность рудного тела на дневной поверхности 60-65 м, по падению оно вскрыто на глубине 230-270 м. Мощность тела колеблется от 2.43 до 4.95 м с содержанием золота 1.14-5.70 г/т.

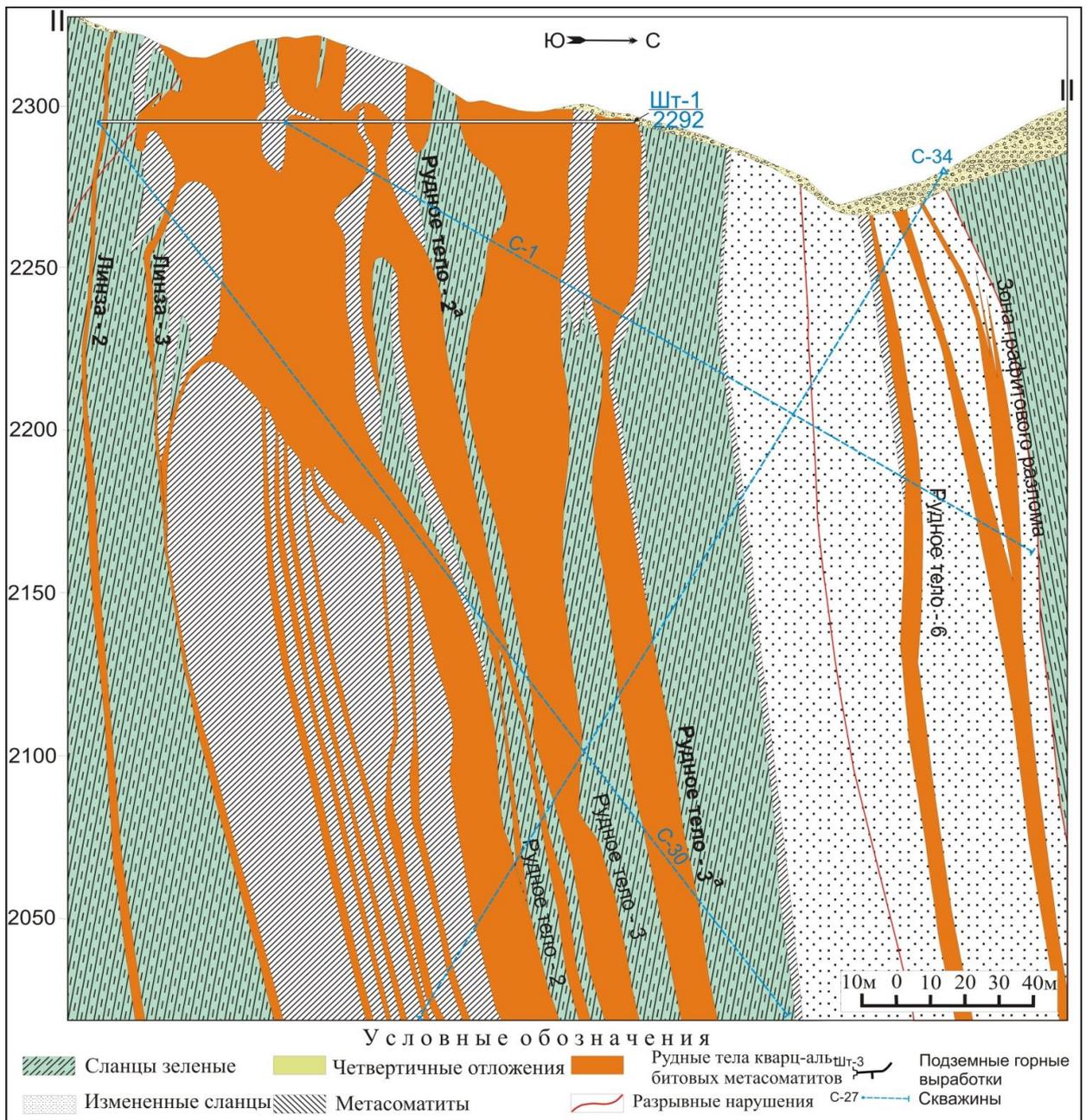


Рисунок 15. Разрез рудных тел Пакрутского месторождения по линии II-II

(Буряк, Кузнецов, 1978г; Умаров, 2008г.)

Рудное тело – 6 находится в центральной части рудной зоны – 6, в блоке длиной не менее 60 м. Приурочено рудное тело к зоне Графитового разлома и падает на север под углами $75-90^{\circ}$. Мощность его по рудным пересечениям варьирует от 2.09 до 28.25 м. Среднее содержание золота колеблется от 1.05 до 8.54 г/т.

ГЛАВА 4. СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

При выделении стадий минералообразования на Пакрутском месторождении использованы результаты исследования минеральных ассоциаций, слагающих рудные тела в различных горизонтах и участках месторождения, взаимоотношения отдельных минералов и парагенезисов, морфология кристаллов, химический состав минералов и элементы-примеси в них, а также данные термобарогеохимии. Полученные данные свидетельствует о том, что месторождение Пакрут сформировалось в результате проявления четырех стадий минералообразования (Файзиев, Набиев, 2014): I – стадия прерудных кварц-альбит-карбонатных метасоматитов; II – непродуктивная кварц-пирит-арсенопиритовая стадия; III – ранняя продуктивная кварц-золото-карбонатно-сульфидная стадия; IV – поздняя продуктивная кварц-карбонат-барит-блеклорудная стадия с золотом и серебром (рисунок 38) (Набиев, 2016).

Прерудная кварц-альбит-карбонатная стадия, с проявлением которой совпадает начало гидротермальной деятельности на месторождении, развита в зонах крутопадающих разрывных нарушений преимущественно субширотного направления. Проникающие по этим ослабленным зонам высокотемпературные гидротермальные растворы подвергли вмещающие хлорит-серицит-кварцевые сланцы интенсивным метасоматическим изменениям, выраженным в их окварцевании, альбитизации, карбонатизации, гематитизации и пиритизации. Кварц (I генерация) представлен жилами и прожилками, сложенными мелко-тонкозернистым агрегатом серовато-белого цвета. Альбит встречается в виде изометрических зёрен размером 0.05-0.6 мм, в отдельных участках до 1-3 мм. Содержание его в метасоматитах колеблется от 15 до 80% объема породы. Карбонат (I генерация) в продуктах первой стадии находится в виде прожилков, гнёзд, вкраплений и по составу соответствует сидериту и анкериту. Гематит встречается в виде тонких прожилков и мелких чешуек железно-чёрного и вишнёво-красного цвета, содержание которого в метасоматитах около одного процента. Пирит (I) в

метасоматический изменённых породах находится в виде изометрических зерен и кристаллов кубического облика. Реже пирит образует тонкие прожилки. Кроме того, в продуктах первой стадии минерализации обнаружены апатит, ильменит, рутил, лейкоксен и другими минералы.

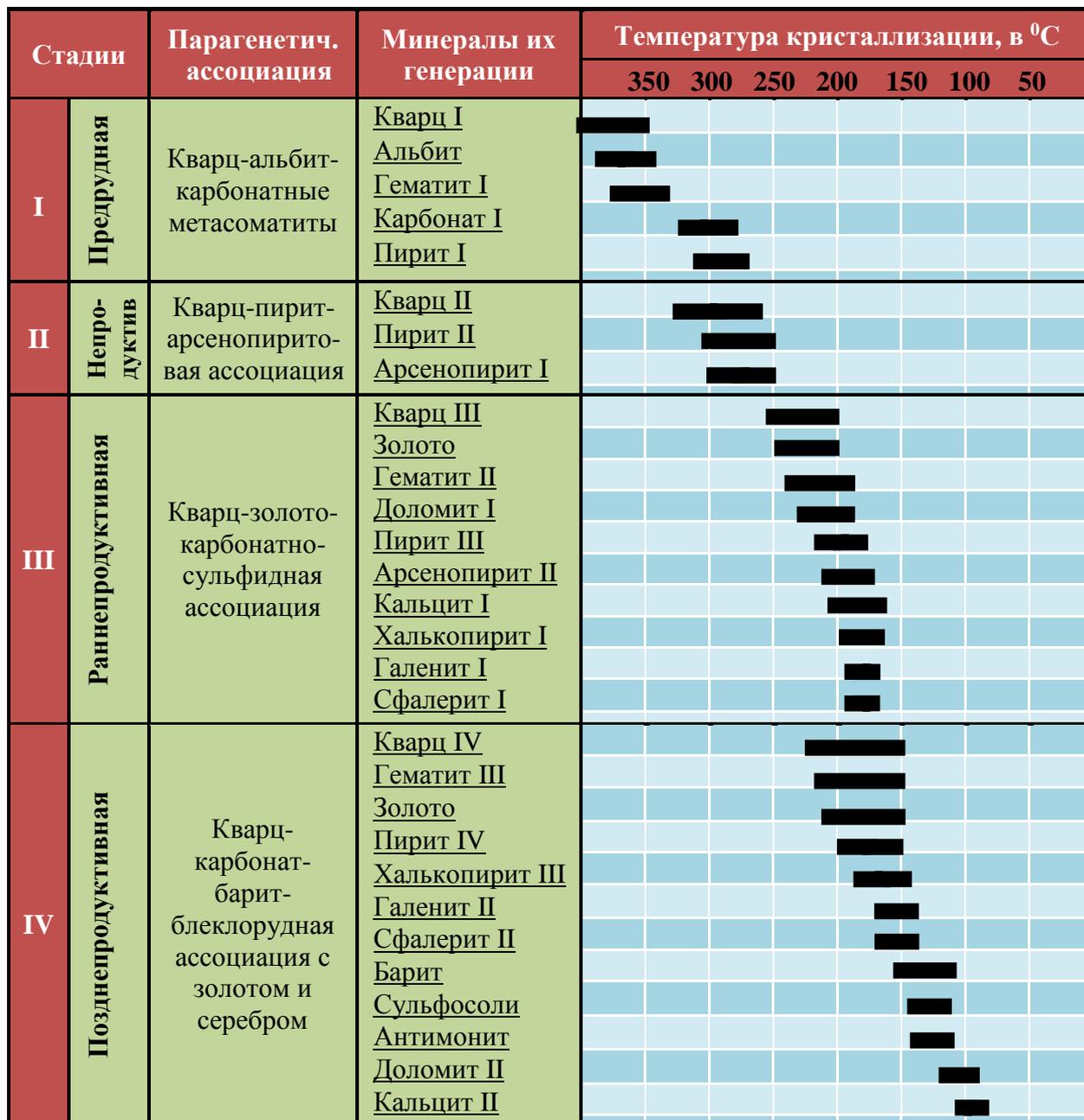


Рисунок 38. Стадийность и последовательность кристаллизации минералов

Предрудная кварц-альбит-карбонатная стадия, с проявлением которой совпадает начало гидротермальной деятельности на месторождении, развита в зонах крутопадающих разрывных нарушений преимущественно субширотного направления. Проникающие по этим ослабленным зонам

высокотемпературные гидротермальные растворы подвергли вмещающие хлорит-серицит-кварцевые сланцы интенсивным метасоматическим изменениям, выраженным в их окварцевании, альбитизации, карбонатизации, гематитизации и пиритизации. Кварц (I генерация) представлен жилами и прожилками, сложенными мелко-тонкозернистым агрегатом серовато-белого цвета. Альбит встречается в виде изометрических зёрен размером 0.05-0.6 мм, в отдельных участках до 1-3 мм. Содержание его в метасоматитах колеблется от 15 до 80% объема породы. Карбонат (I генерация) в продуктах первой стадии находится в виде прожилков, гнёзд, вкраплений и по составу соответствует сидериту и анкериту. Гематит встречается в виде тонких прожилков и мелких чешуек железно-чёрного и вишнёво-красного цвета, содержание которого в метасоматитах около одного процента. Пирит (I) в метасоматически изменённых породах присутствует в виде изометрических зерен и кристаллов кубического облика. Реже пирит образует тонкие прожилки. Кроме того, в продуктах первой стадии минерализации обнаружены апатит, ильменит, рутил, лейкоксен и другие минералы.

Образования всех последующих стадий минерализации локализованы в пределах зон метасоматитов (Файзиев, Набиев, 2014).

Проявлению следующей, второй стадии, предшествовали интенсивные тектонические подвижки, которые привели к образованию разрывов и трещин, вдоль которых размещены зоны дробления, катаклаза, брекчирования и милонитизации. Очередная гидротермальная минерализация начинается заполнением этих дизъюнктивов кварцем II генерации, встречающимся в виде жил и прожилков. С этим кварцем тесно связана пирит-арсенопиритовая минерализация (пирит II, арсенопирит I). Первый минерал находится в виде рассеянной вкрапленности и кубических кристаллов, а второй – удлиненных агрегатов. Отличительной особенностью пирита II и арсенопирита I является обеднённость их элементами-примесями, в том числе и золотом. В них установлены Ni, Co, Ag и Au, содержание которых измеряется тысячными

долями процента. Минерализация комплекса минералов второй стадии в отношении золота неперспективна.

Основное количество золота связано с проявлением третьей, ранней продуктивной стадии минералообразования, которой предшествовали, перерыв в минерализации и интенсивные тектонические подвижки. Кристаллизация минералов этой стадии также начинается с выпадения из растворов кварца (III генерация), с образованием серий жил и прожилков, содержащих гематит (железная слюдка), карбонат, пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит и сфалерит. Агрегаты кварца III средне-крупнокристаллические массивного сложения, шестоватые и гребенчатые. Характерной особенностью этого кварца, по сравнению с предыдущими генерациями минерала, является присутствие в нем, наряду с золотом, повышенного содержания никеля (около 3 г/т).

Карбонат ранней продуктивной стадии представлен доломитом и кальцитом. Доломит (I генерация) локализуется как в кварцевых жилах, так и образует практически мономинеральные прожилки мощностью до 5 см, гнёзда и вкрапления. Цвет его жёлтовато-белый, серовато-белый и буроватый. Агрегаты – сплошные мелко-среднезернистые массы, кристаллы имеют форму седловидных ромбоэдров. По составу доломит оказался железистым, где содержание окиси железа в среднем определено 6.16% (Файзиев, Набиев, 2014).

Кальцит (I генерация) отложился позже доломита. Он в доломите образует гнезда неправильной формы и тонкие (до 0.5 мм) прожилки.

Гематит (II генерация) совместно с кварцем III и доломитом I образует сложные кварцево-карбонатно-гематитовые и карбонатно-гематитовые жилы и прожилки с содержанием минерала до 60-70% от общего их объёма. Встречаются также мономинеральные прожилки гематита толщиной до 4-5 см. Агрегаты гематита II мелко-средне-крупночешуйчатые. Нередко листочки сростаются в форме розеток.

Пирит (III) и арсенопирит (II) этой стадии находятся в тесной парагенетической ассоциации, образуя взаимные прорастания, что свидетельствует о близко или одновременной их кристаллизации. Эти два минерала образуют также тонкую сеть маломощных прожилков, вкрапленность и гнёзда. Такие прожилки заполняют даже трещинки в крупнокристаллических агрегатах пирита и арсенопирита более ранних генераций. При этом в таких прожилках содержатся рудная пыль и мелкие угловатые обломки раннего пирита и арсенопирита. В зонах развития продуктов третьей стадии минералообразования иногда в раздробленных образованиях сульфидов присутствует углистое вещество или графит, в котором обнаружены тончайшие выделения самородных Fe, Al, Zn, а также иоцита, цинкистой меди, самородного золота.

Следует отметить, что пирит III, в отличие от более ранних генераций этого минерала, наряду с кубическими формами, образует также кубооктаэдрические и пентагондодекаэдрические кристаллы.

Пирит III и арсенопирит II являются основными концентраторами золота. В первом минерале содержание золота определяется в среднем 44, а в арсенопирите – 14 г/т. Из других примесей в арсенопирите и пирите в повышенных количествах содержатся Ni (200 и 142 г/т) и Co (108 и 70 г/т) соответственно.

На пирит-арсенопиритовую ассоциацию накладывается полиметаллическая минерализация, состоящая из халькопирита II, сфалерита I и галенита I. Эти минералы больших скоплений не образуют. Если сфалерит встречается в виде мелкой (0.1-0.8 мм и мельче) вкрапленности, гнёзд (2-3 мм), линзочек (до 6 мм в длину) и тонких просечек, то галенит и халькопирит образуют пылевидную сыпь, тонкую (0.1 мм и меньше) рассеянную вкрапленность и изометрические сгустки, размером 1.0-1.5 мм.

Отложение минералов заключительной позднепродуктивной стадии минерализации, которые встречаются в приповерхностных зонах месторождения, начинается с выпадения средне-крупнокристаллического и

шестоватого кварца IV, содержащего незначительное количество гематита III. Жилы и прожилки этого кварца секутся баритовыми жилами и прожилками, максимальная мощность которых достигает 15-20 см. В тесной ассоциации с баритом находится доломит II. Он более поздний, чем барит. Особенно это хорошо видно под микроскопом, когда пластинчатый барит замещается агрегатом зернистого доломита. Цвет доломита II бурый. По составу он более железистый, чем доломит I. Содержание FeO в нём в среднем равно 9.01%. Доломит II содержит и сравнительно высокую концентрацию марганца. Количество MnO в минерале достигает 3.02%.

В продуктах этой стадии встречаются сульфиды (пирит IV, халькопирит III, галенит II, сфалерит II, антимонит), которые в основном находятся в кварцевых жилах, реже в барите. Если пирит, халькопирит, галенит и сфалерит образуют вкрапления, то антимонит встречается в виде маломощных мономинеральных прожилков и удлинённых кристаллов. В протолочках обнаружена киноварь. Однако, основными рудными минералами четвёртой стадии являются сульфосоли, представленными блёклой рудой, буланжеритом, бурнонитом и фрейеслебенитом (?). Эти минералы встречаются в виде игольчатых выделений, мельчайших табличек, тонких вкраплений, гнёзд и волосовидных просечек (Файзиев, Набиев, 2014).

Процесс минералообразования на месторождении заканчивается кристаллизацией кальцита.

Золотое оруденение связано с ранней и поздней продуктивными стадиями минералообразования на месторождении. Соответственно выделяются две генерации золота. Первая связана с кварц-карбонат-пирит-арсенопиритовой ассоциацией третьей стадии.

Вторая генерация самородного золота связана с заключительной, четвёртой стадией минералообразования. В этой стадии оно ассоциирует, главным образом, с пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. В продуктах заключительной стадии минерализации, наряду с золотым, имеет

место и серебряное оруденение, представленное в виде сульфосоли серебра–фрейслебенита (?).

Следует отметить, что в размещении продуктов различных стадий минерализации на месторождении, с глубиной наблюдается зональность. Выражается она в последовательной смене по вертикали минеральных комплексов одних стадий другими. Минерализация наиболее ранних стадий (I и II) преимущественно размещается в нижних горизонтах, а III стадии – нижних и средних. При этом с глубиной увеличивается содержание пирита и сокращается количество арсенопирита. Продукты заключительной IV стадии, главным образом, локализируются в верхних приповерхностных частях месторождения. Последовательная смена минеральных ассоциаций различных стадий на месторождении наблюдается и по латерали. Минерализация ранних стадий локализуется главным образом в центральной части месторождения, в то время как продукты поздних стадий размещаются преимущественно на флангах (Файзиев, Набиев, 2014).

Формирование месторождения происходило в условиях циклично-развивающихся дизъюнктивных подвижек, синхронных с проявлением стадийного развития минерализации. На месторождении выделено четыре стадии, с двумя из которых (ранняя продуктивная кварц-золото-карбонатно-сульфидная и поздняя – кварц-карбонат-барит-блеклорудная) связано золотое оруденение. В размещение продуктов различных стадий наблюдается вертикальная зональность: минерализация первых двух стадий локализуется преимущественно в нижних горизонтах, третьей стадии - нижних и средних, а четвертой стадии в верхних приповерхностных частях месторождения.

ГЛАВА 5. МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На Пакрутском золоторудном месторождении обнаружено около 60 минеральных видов. Из рудных минералов наиболее распространенными являются пирит, арсенопирит и гематит. Меньшее развитие имеют сфалерит, галенит, халькопирит, блёклая руда, антимонит, буланжерит, бурнонит, пирротин, магнетит и джемсонит. К редким минералам относятся шеелит, касситерит, киноварь, цинкистая медь, самородный алюминий, самородное железо, иоцит, каттьерит, алтаит и иссит. Кроме того, на месторождении найдены рутил, ильменит, лейкоксен, сфен, анатаз и другие минералы.

Нерудные минералы имеют широкое развитие и представлены кварцем, кальцитом, доломитом, анкеритом, сидеритом, баритом, арагонитом и флюоритом. Из других нерудных минералов следует отметить альбит, мусковит (серицит), хлорит, апатит, турмалин, циркон и другие.

Гипергенные минералы представлены гётитом, скородитом, малахитом, азуритом, вульфенитом, ярозитом, церруситом, смитсонитом, лейкоксеном и другими.

Ниже приведена характеристика наиболее распространённых и важных в практическом отношении минералов.

5.1 Сульфиды и сульфосоли

Сульфиды являются важными концентраторами золотого оруденения на объекте. Наиболее часто встречающимися из них являются пирит и арсенопирит. Менее распространены сфалерит, галенит, халькопирит и антимонит. К числу редких сульфидов относятся алтаит, гессит и каттьерит.

Пирит является основным сульфидом рудных тел месторождения. В них содержание этого минерала вместе с арсенопиритом колеблется от 0.7 до 8.4%, достигая иногда 10% их объёма. Он встречается не только на поверхности и в горных выработках, но и обнаружен совместно с включениями самородного золота, пирротина и блеклой руды в керне на глубине 306 м среди сильно окварцованных с небольшим количеством альбита, сланцев.

Встречается пирит в виде вкрапленностей изометрической и неправильной форм, отдельных кристаллов и тонких прожилков, и просечек как в метасоматически изменённых вмещающих сланцах, так и в жилах и прожилках кварца. Толщина отдельных прожилков минерала достигает 0.3-0.5 см при длине 5-6 см. Кристаллы пирита в основном кубического габитусного типа, реже встречаются пентагондодекаэдрические и октаэдрические формы.

В монофракции пирита количественным спектральным и спектрохимическим анализами в спектральной лаборатории ИГЕМ РАН определён большой набор элементов-примесей (Буряк и др., 1988). Количественным спектральным анализом в пирите были установлены (г/т, среднее из 4 анализов): As – 2500, Pb – 148, Zn – 145, Ni – 142, Cu – 112, Co – 70, Sb – 68 и Mn – 33. Повышенные содержания в минерале мышьяка, сурьмы, свинца и серебра, по-видимому, связаны с микровключениями сульфосольных минералов, а кобальта – с наличием редкого минерала каттьерита. Последний установлен в протолочках руд рентгенометрически. Спектрохимическим методом в пирите определялись также Au – 44, Ag – 6.3 и Pd – 0.035 г/т. Наблюдается зависимость между содержаниями сурьмы, свинца, кобальта и серебра, с одной стороны, и золота с другой: повышенным содержаниям первых соответствует высокая концентрация золота. Возможно, это связано с микровключениями сульфосолей, которые характерны для продуктивной золоторудной ассоциации.

Пирит находится в тесной парагенетической ассоциации с арсенопиритом (рисунок 16). Границы развития пирита, арсенопирита и других минералов в этом рисунке можно увидеть по картам распределения элементов (рисунок 17). Пирит и арсенопирит, по-видимому, образовались почти одновременно. Об этом же свидетельствует и рисунок 18, на котором показан кристалл пирита с вростками арсенопирита. На рисунке 19 приводятся карты распределения элементов в этом участке шлифа (Файзиев, Набиев, 2013).

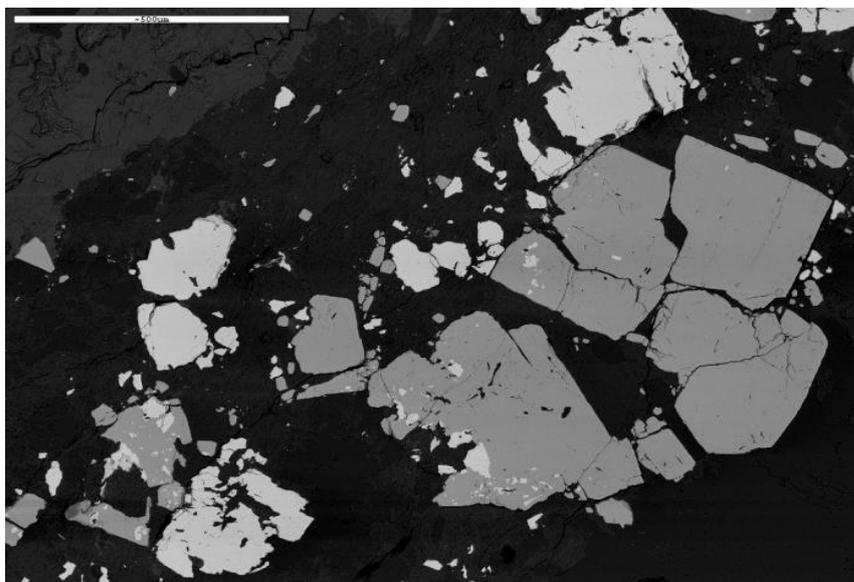


Рисунок 16. Вид участка шлифа 64п в режиме BSE

На фотографии участка шлифа белое – арсенопирит, серое – пирит, тёмно-серое – агрегат кварца с альбитом и мусковитом. Границы зерен мусковита, альбита и кварца можно определить по рисунку 17. Длина масштабной линейки – 1mm. Фотография получена на сканирующем электронном микроскопе CamScan 4D с энергодисперсионным спектрометром LinkISIS (Файзиев, Набиев, 2013).

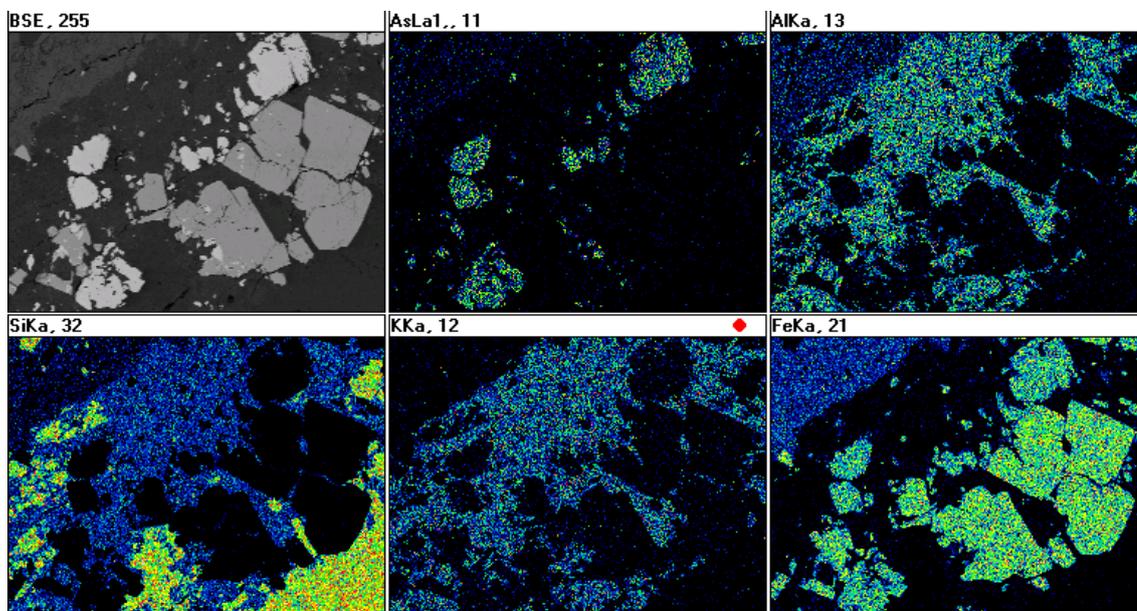


Рисунок 17. Карты распределения элементов на участке шлифа 64 п (изображения получены в рентгеновском характеристическом излучении - элементы и рентгеновские линии приведены над изображением в верхнем левом углу)

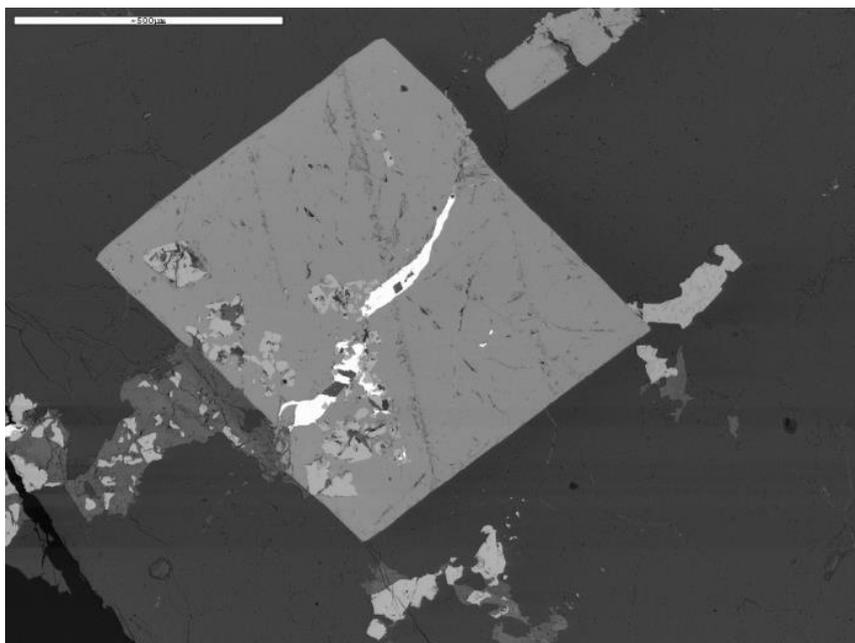


Рисунок 18. Вид участка шлифа 33п в режиме BSE

Кристалл пирита (серое) с вростками арсенопирита (светло-серое) и прожилком галенита (белое), светло-серое зерно у правого угла кристалла пирита – сфалерит. Темно-серое поле – кварц. Длина масштабной линейки - 500 мкм.

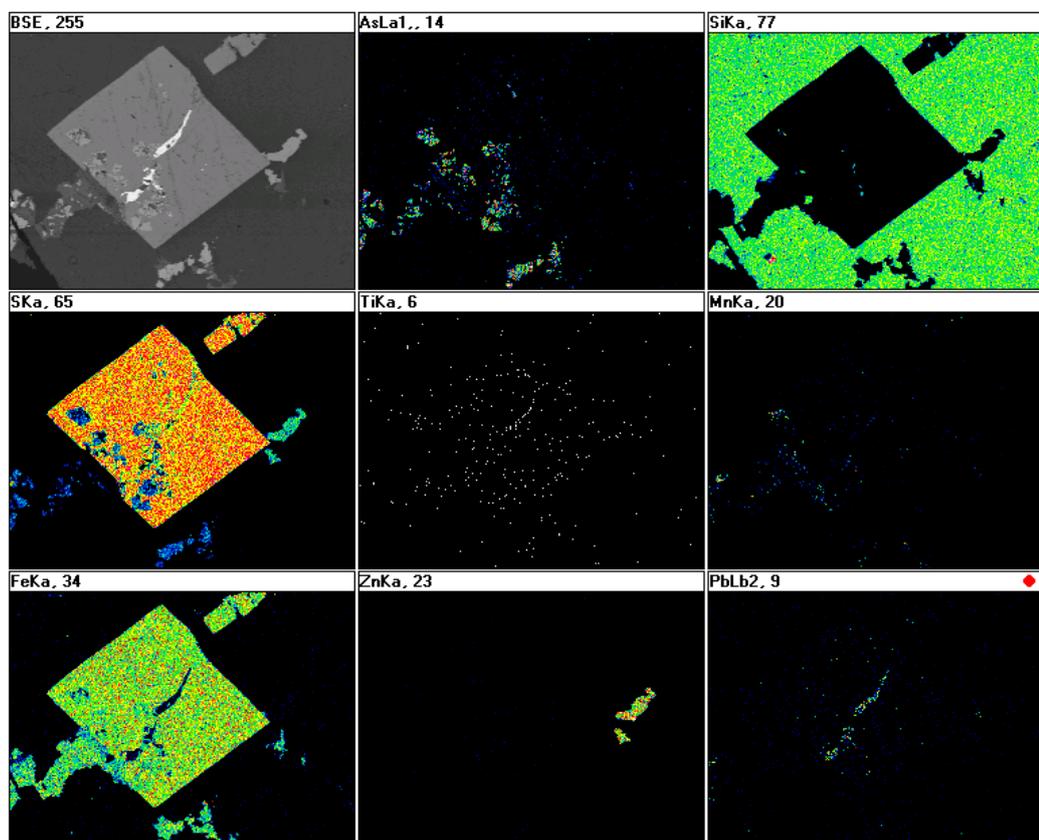


Рисунок 19. Карты распределения элементов на участке шлифа 33п

Нередко выделения пирита раздроблены, а обломки сцементированы агрегатом нерудных минералов (рисунок 20, 21), иногда и золотом. В серицитизированных метасоматитах пирит вместе с арсенопиритом, раздроблен до размеров обломков менее 0.01мм и растёрт до пыли.

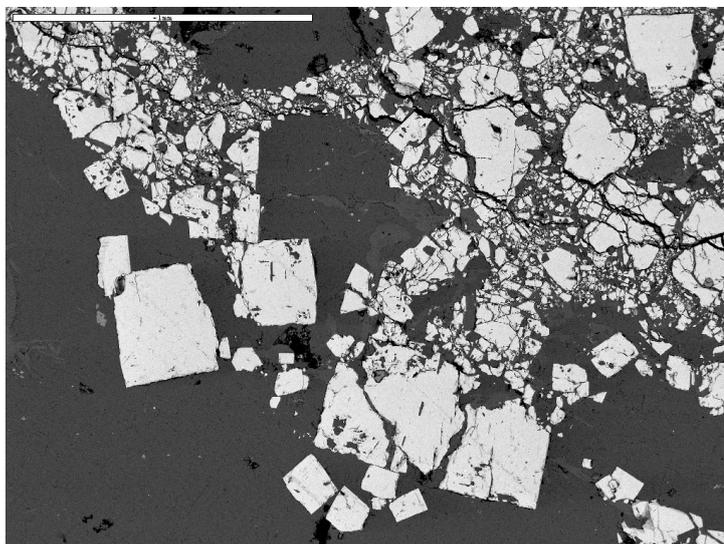


Рисунок 20. Вид участка шлифа 27п в режиме BSE

На рисунке белым изображен - пирит, серым - агрегат кварца с альбитом и мусковитом. Границы зерен мусковита, альбита и кварца можно определить по рисунку 21. Длина масштабной линейки - 1mm (Файзиев, Набиев, 2013).

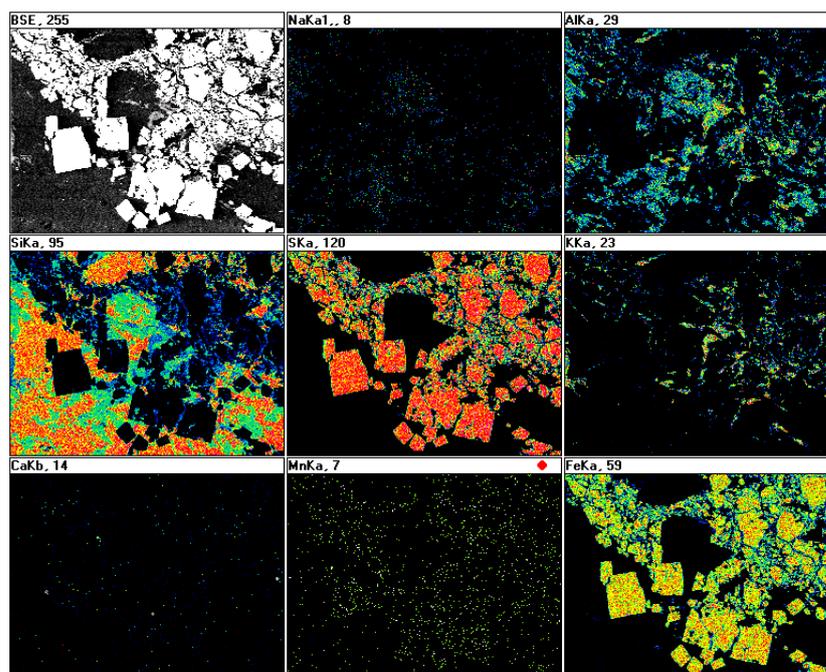


Рисунок 21. Карты распределения элементов на участке шлифа 27п.

На месторождении выделяются четыре генерации пирита. Наиболее ранней является пирит, образованный в результате метасоматического изменения вмещающих пород. Вторая генерация пирита связана с непродуктивной кварц-пирит-арсенопиритовой стадией минералообразования на месторождении. Он ассоциирует с гематитом, арсенопиритом и халькопиритом ранних генераций. Отличительной особенностью пирита II являются кубическая форма кристаллов, сравнительно крупных размеров (0.5-1.5 мм), идиоморфизм выделений, отсутствие включений других минералов и обеднённость примесями (содержание Ni, Co и Ag на уровне тысячных долей процента). Пирит III встречается совместно с минералами ранней продуктивной стадии минерализации, в первую очередь арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и др. Пирит III образует кристаллы пентагондодекаэдрического, кубооктаэдрического и кубического габитусных типов, часто тонкозональный, сдвойникованный, находящийся в сростании с арсенопиритом поздней генерации. В этом пирите, а также в ассоциирующем с ним арсенопирите, найдены мелкие ксеноморфные зёрна видимого золота. Пирит IV связан с минерализацией поздней продуктивной стадии, например, с сульфосолями и рядом сульфидов – халькопиритом, галенитом, сфалеритом и антимонитом (Набиев, 2018ф) Форма его кристаллов преимущественно кубическая.

Арсенопирит также считается важным рудным минералом месторождения и одним из концентраторов тонкодисперсного и невидимого золота. Как отмечают Э.А. Дунин-Барковская и др. (2005), этот минерал в процессе роста вбирает в себя родственные элементы изоморфно, либо осаждает золото на своей поверхности. Возможно также, что при понижении температуры происходит диффузия атомов золота и скопление в ослабленных участках кристаллов арсенопирита, дефектах его кристаллической структуры, порах, зонах роста и трещинах. Арсенопирит образует вкрапленность, преимущественно в кварцевых жилах, размер отдельных выделений которой достигает 4x5 мм. При этом основное количество арсено-пиритовой

минерализации локализовано в приконтактных участках кварцевых жил с вмещающими сланцами. Кристаллы арсенопирита уплощённой – формы удлинённо-призматического облика с ромбовидным сечением и игольчатые.

С целью изучения элементов-примесей в арсенопирите также проведены количественный спектральный и спектрохимический анализы монофракций минерала. По данным количественного спектрального анализа в арсенопирите, установлены (г/т, среднее из 5 анализов) Ni – 200, Cu – 128, Pb – 110, Co – 108, Sb – 106, Zn – 100, Mn – 20 и Sn – 2. Спектрохимическим анализом в минерале установлены также Au – 14, Ag – 4.6, Pt – 0.4, Pd – 0.02 и Rh – 0.02.

Сравнения средних содержаний элементов-примесей в арсенопирите и пирите показывают, что их концентрация в них находится примерно на одном уровне, за исключением кобальта и никеля. В арсенопирите содержание этих элементов заметно выше, чем в пирите: 200 г/т Ni и 108 г/т Co в арсенопирите, против 142 и 70 г/т в пирите, соответственно. Установлена также некоторая зависимость между содержаниями сурьмы, свинца, кобальта и серебра в пробах арсенопирита и пирита, с одной стороны и, золота – с другой: повышенным содержаниям первых соответствует высокая концентрация последнего. Возможно, это связано, также, как и в пирите, с микровключениями сульфосолей в них.

Как выше отмечено, арсенопирит тесно ассоциирует с пиритом и сростается с ним. На рисунке 22 показан ещё один сросток кристаллов пирита с арсенопиритом, подтверждающий тезис о почти одновременной кристаллизации этих минералов. Карты распределения элементов этого участка шлифа приводятся на рисунке 23.

Арсенопирит на месторождении Пакрут, по крайней мере, двух генераций. Первая связана с непродуктивной кварц-пирит-арсенопиритовой, а вторая – с первой продуктивной стадиями минералообразования. Арсенопирит I отличается призматическими формами кристаллов, крупными размерами агрегатов (до 5 мм) и отсутствием в нем включений других минералов. Для арсенопирита II характерны таблитчатые и игольчатые формы

кристаллов. Он иногда заполняет трещины в крупных кристаллах ранней генерации этого минерала, нередко крустифицируя его обломки. Отличительной особенностью арсенопирита II, а также пирита III является обилие в них включений, среди которых обычны игольчатые рутил и ильменит, а также сростки минералов полиметаллической ассоциации – халькопирита, сфалерита, галенита и других.

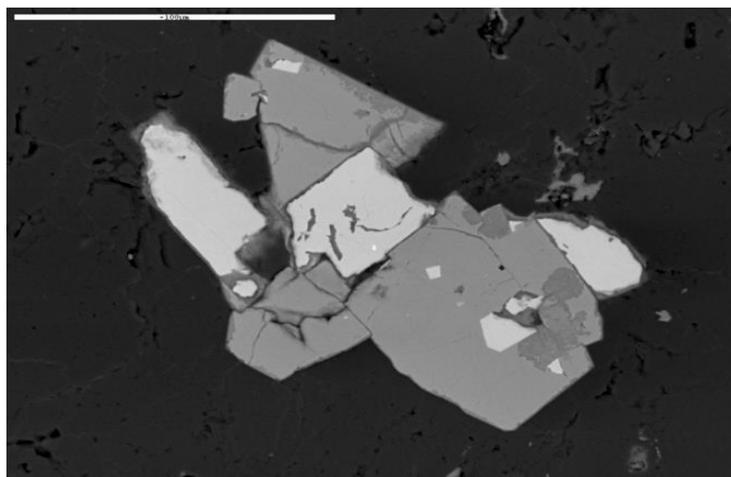


Рисунок 22. Вид участка шлифа 77п в режиме BSE.

Сросток кристаллов арсенопирита (светло-серое) с пиритом (серое). Более темные участки в пирите – гётит. Темно-серое – агрегат кварца и альбита. Длина масштабной линейки – 100 мкм (Файзиев, Набиев, 2013)

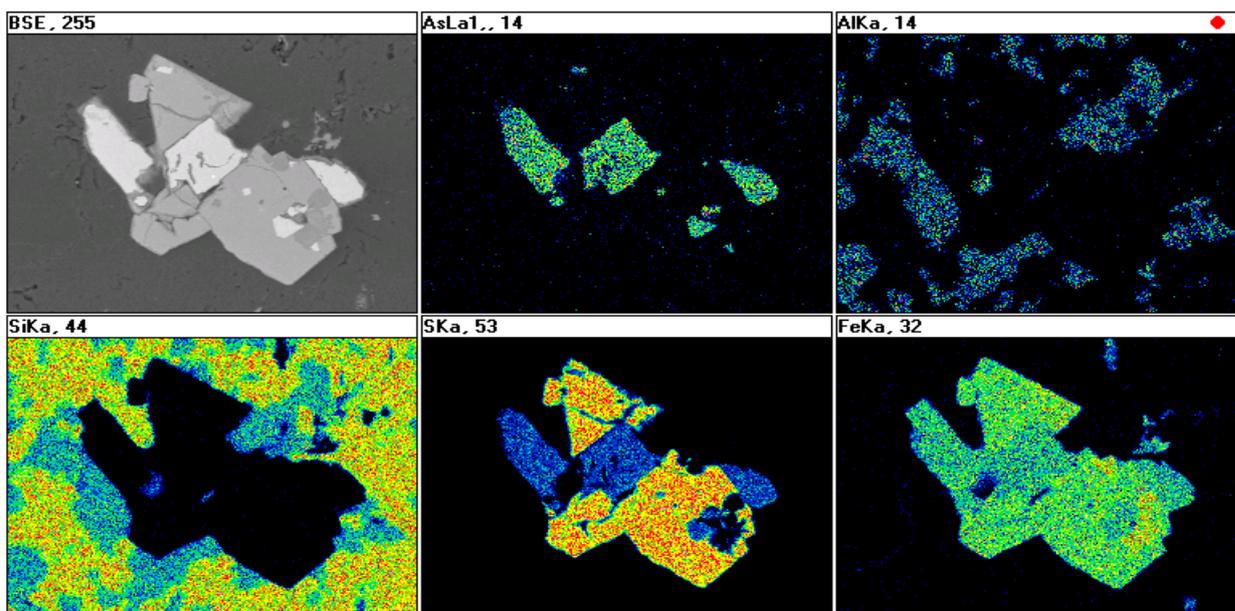


Рисунок 23. Карты распределения элементов на участке шлифа 77п

Сфалерит на месторождении Пакрут больших скоплений не образует. Встречается он в виде мелкой (0.1-0.8 мм и мельче) вкрапленности, гнёзд (2-3

мм), линзочек (до 6 мм в длину) и тонких просечек. Сфалерит находится обычно в кварцевых жилах в ассоциации с галенитом (см. рисунок 18) и буланжеритом (рисунок 24). Цвет минерала меняется от тёмно-коричневого до медово-жёлтого.

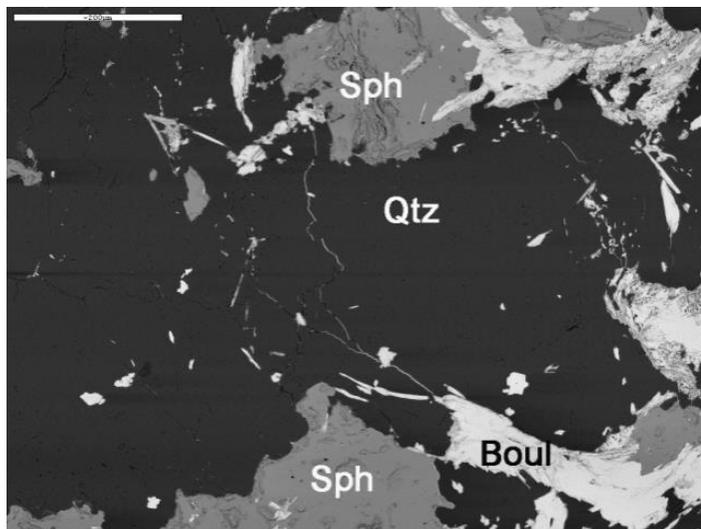


Рисунок 24. Вид участка шлифа 35п в режиме BSE: Qtz – кварц, Boul – буланжерит, Sph – сфалерит. Длина масштабной линейки - 200 мкм

На рисунке 25 отображён энергодисперсионный спектр сфалерита. Как видно из этого рисунка, наряду с пиками серы и цинка в спектре присутствуют невысокие пики железа, а также марганец. В сфалерите лазерным спектральным анализом определены следующие примеси (% , среднее из 10 анализов): Fe - 1.162, Cu - 0.013, Cd - 0.010, Sn – 0.006, Mn - 0.005, Pl - 0.001. В некоторых пробах присутствуют молибден и кобальт в количестве 0.001%.

Галенит и **халькопирит** являются малохарактерными минералами и относятся к числу сравнительно редких сульфидов месторождения. Эти минералы встречаются обычно совместно и образуют пылевидную сыпь, тонкую (0.1 мм и менее) рассеянную вкрапленность, а также изометрические сгустки размером 1.0-1.5 мм. Размещаются они в межзерновых пространствах, пустотах и микротрещинах в кварце, альбите и карбонате. На рисунке 18 наблюдается прожилок галенита в пирите. С галенитом ассоциируют халькопирит, арсенопирит, сфалерит и самородное золото. Для галенита характерны примеси (% , среднее из 6 анализов) Bi (0.106) и Ag (0.008). Кроме

того, в его составе отмечено Fe (0.05), Cu (0.004), Sn (0.001), V (0.001) и Mo (0.001).

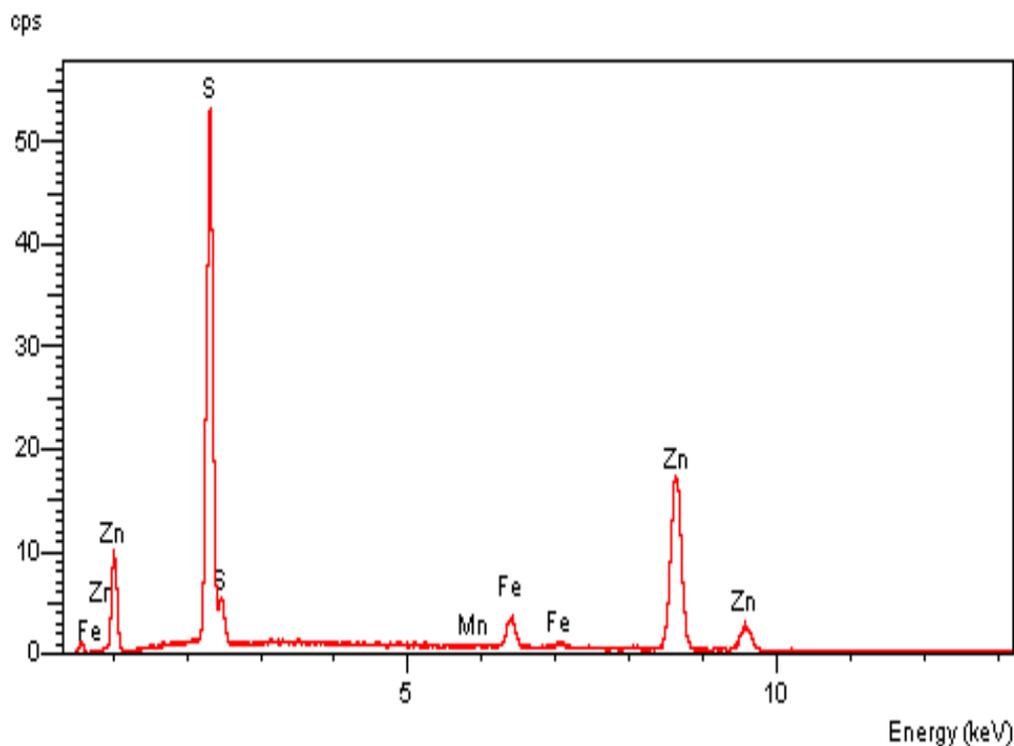


Рисунок 25. Энергодисперсионный спектр сфалерита

В халькопирите установлены примеси (%) Zn (5.0), As (1.0), Sb (0.05), Ag (0.005) и Mn (0.005). Значительная примесь цинка и заметные количества мышьяка, серебра и сурьмы в халькопирите могут быть объяснены тонким срастанием минерала со сфалеритом и блеклыми рудами (Файзиев, Набиев, 2013).

Антимонит является минералом поздней продуктивной стадии минералообразования. В пределах месторождения он развит слабо, образуя кварц-карбонат-барит-антимонитовые или мономинеральные прожилки, сложенные средне-крупнозернистым агрегатом минерала (Буряк и др., 1978). Реже антимонит встречается в виде вкраплений удлиненных кристаллов в халцедоновидном или шестоватом кварце. Размеры выделений минерала – 3-12 мм. Иногда антимонит ассоциирует со сфалеритом, причём последний кристаллизуется раньше антимонита; в рассечке № 62 (штольня № 1) прожилок сфалерита пересекается прожилком антимонита. Там же наблюдается замещение сфалерита антимонитом.

Количественным спектральным и спектрохимическим анализами в антимоните установлены (г/т): As – 300, Cu – 200, Pb – 100, Hg – 10, Ag – 0.6, Rh – 0.06 и Pd – 0.03. Повышенные содержания мышьяка, свинца и меди в минерале можно объяснить присутствием микровключений сульфидов этих элементов.

Алтаит (Pb,Te) и гессит (Ag₂Te) обнаружены работниками ИГЕМ РАН. Они образуют микровкрапленность в кварц-карбонатном прожилке в полосчатых метасоматитах рудной зоны 6. На месторождении в протолочных пробах руд рентгенометрически установлен также **катгьерит (CoS₂)**.

Из вышеприведённого материала явствует, что среди сульфидов основными концентраторами золота являются пирит и арсенопирит. Содержание этого элемента колеблется от 13 до 74 (среднее 44 г/т) для пирита и от 10.2 до 22 (14 г/т) для арсенопирита.

При исследовании полированных образцов (аншлифов), отобранных из продуктов заключительной низкотемпературной стадии минерализации Пакрутского золоторудного месторождения, были выявлены буланжерит, бурнонит и ближе неопределённая сульфосоли серебра, которые ранее здесь не отмечались.

Буланжерит является сульфосоли свинца и сурьмы и входит в группу сложных сульфидов. Встречается он на месторождении Пакрут главным образом в виде игольчатых выделений, размещённых в кварцевой основной массе (рисунок 26.). В ассоциации с ним встречается также сфалерит, кристаллизация которого предшествовала образованию буланжерита (рисунок 27).

На рисунке 28 показан обломок кристалла пирита, который окружается и рассекается буланжеритом. Таким образом, среди указанных минералов буланжерит образовался в последнюю очередь (Файзиев, Набиев, 2013).

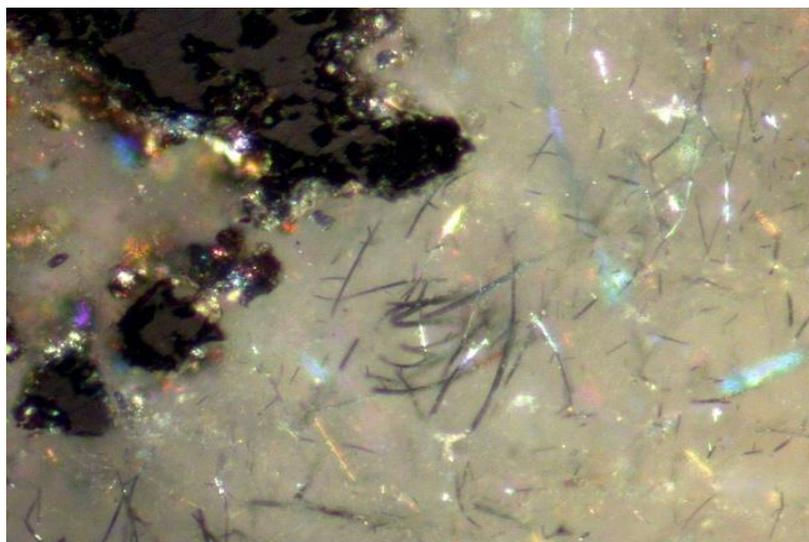


Рисунок 26. Вид участка шлифа в отраженном свете при скрещенных николях

В верхнем левом углу снимка – сфалерит, остальная часть поля-кварц, который из-за сильных рефлексов выглядит светлым. В кварце видны многочисленные игольчатые выделения буланжерита (Файзиев, Набиев, 2013).

Фотография получена на сканирующем электронном микроскопе CamScan 4D с энергодисперсионным спектрометром LinkISIS. Ширина поля зрения – 320 мкм.

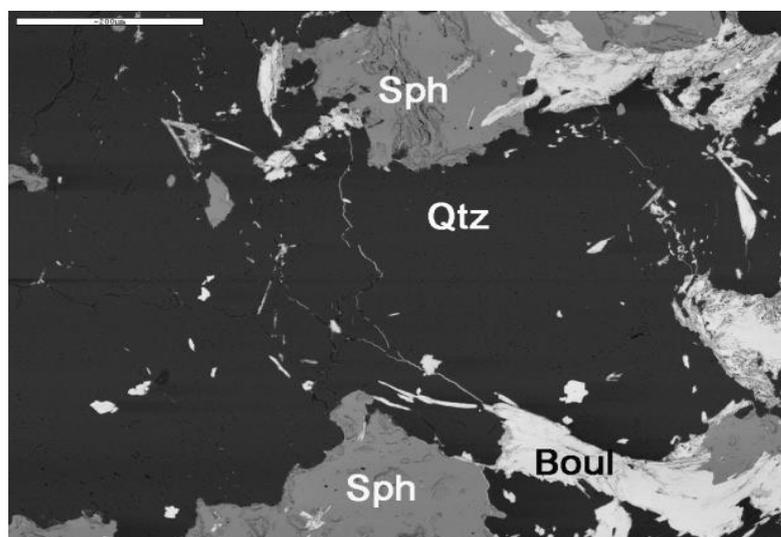


Рисунок 27. Вид участка шлифа в режиме BSE: Qtz – кварц, Boul – буланжерит, Sph – сфалерит. Длина масштабной линейки – 200 мкм

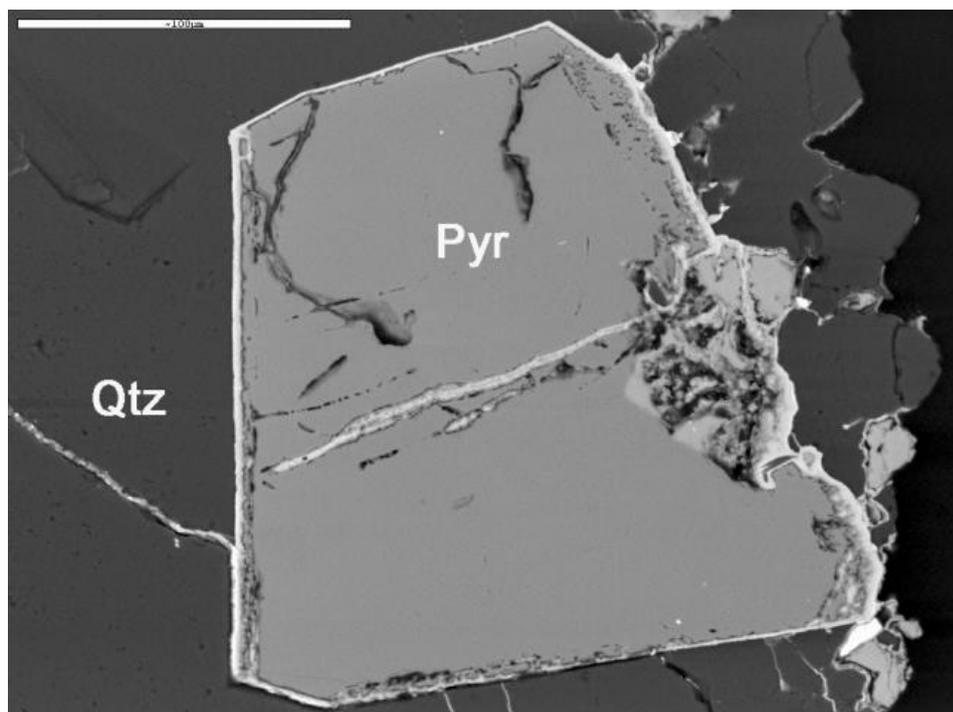


Рисунок 28. Вид участка шлифа в режиме BSE. Белая кайма буланжерита располагается по периметру кристалла пирита и рассекает его: Qtz – кварц, Pyg – пирит. Длина масштабной линейки – 100 мкм.

Химический состав буланжерита (микронзондовый анализ) приведён в таблице 1, а энергодисперсионный его спектр – на рисунке 29. Как видно из таблицы, состав минерала очень близок к теоретическому, за исключением цинка, связанного, вероятно, с микровключениями сфалерита. Формула минерала: $Pb_{4.91} Sb_{3.94} Zn_{0.15} S_{11.00}$ (Файзиев, Набиев, 2013).

Таблица 1

Элемент	Весовой%	Атомный%
S	18.99	54.99
Zn	0.51	0.73
Sb	25.84	19.71
Pb	54.82	24.57
Сумма	100.17	100.00

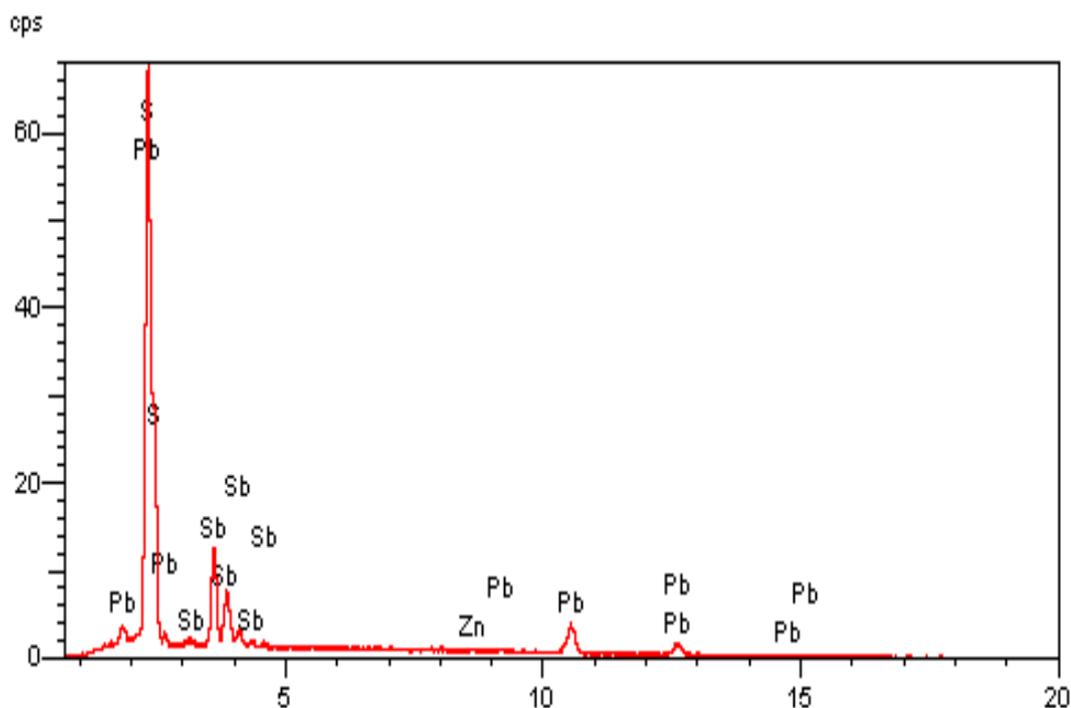


Рисунок 29. Энергодисперсионный спектр буланжерита

Бурнонит относится к сульфосолям меди и свинца (Лазаренко, 1971). На месторождении Пакрут он менее распространён, чем буланжерит. Бурнонит в виде мельчайших табличек находится в тесной ассоциации с буланжеритом. Микронзондовый его анализ приведен в таблица 2. Результаты анализа показывают, что и в бурноните из Пакрута, наряду с основными элементами, содержится также примесь цинка. Формула бурнонита: $Cu_{1.02}Pb_{0.97}Sb_{0.98}Zn_{0.13}S_{2.90}$

Таблица 2

Элемент	Весовой%	Атомный%
S	18.80	48.32
Cu	13.11	17.00
Zn	1.72	2.17
Sb	24.04	16.27
Pb	40.83	16.24
Сумма	98.50	100.00

Сульфосо́ль серебра. В трещинах кварцевой жилы, сложенной крупнокристаллическим агрегатом массивного сложения, наряду с карбонатом и пиритом, был обнаружен минерал свинцово-серого, тёмно-серого до чёрного цвета с металлическим блеском, который образует тонкую вкрапленность, небольшие гнёзда, состоящие из плотных мелкозернистых агрегатов, и волосовидные просечки. В шлифах под микроскопом в отражённом свете он белый с сероватым оттенком. Кроме кварца и пирита в ассоциации с ним встречаются галенит и сфалерит (рисунок 30). Как видно из этого рисунка, минерал образовался позже других и цементирует обломки кварца, пирита и сфалерита (Файзиев, Набиев, 2013).

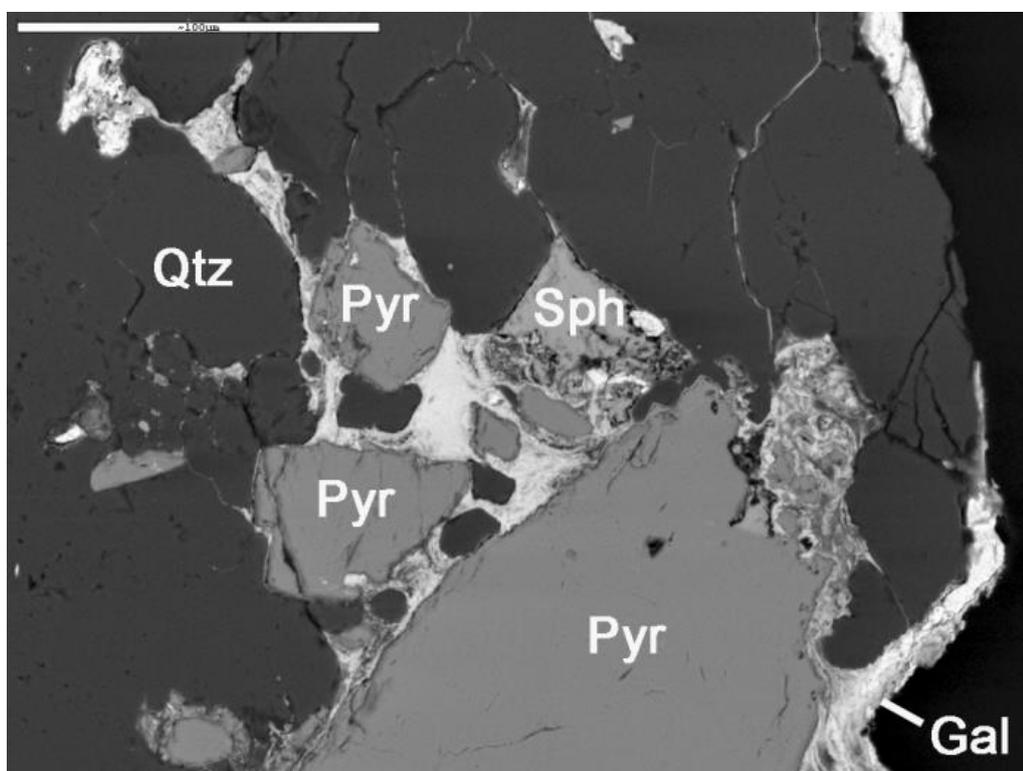


Рисунок 30. Вид участка шлифа в режиме BSE: Qtz – кварц, Pyr - пирит, Sph – сфалерит, Gal – галенит. Светло-серое в центре поля зрения – не диагностированная сульфосо́ль серебра. Длина масштабной линейки – 100 мкм.

На рисунке 31 приведён энергодисперсионный спектр не диагностированного минерала. Он показывает, что основными элементами в составе минерала являются сурьма, свинец и серебро. О наличие этих

элементов в составе исследуемого минерала свидетельствуют и растровые картины распределения элементов (рисунок 32) (Файзиев, Набиев, 2013).

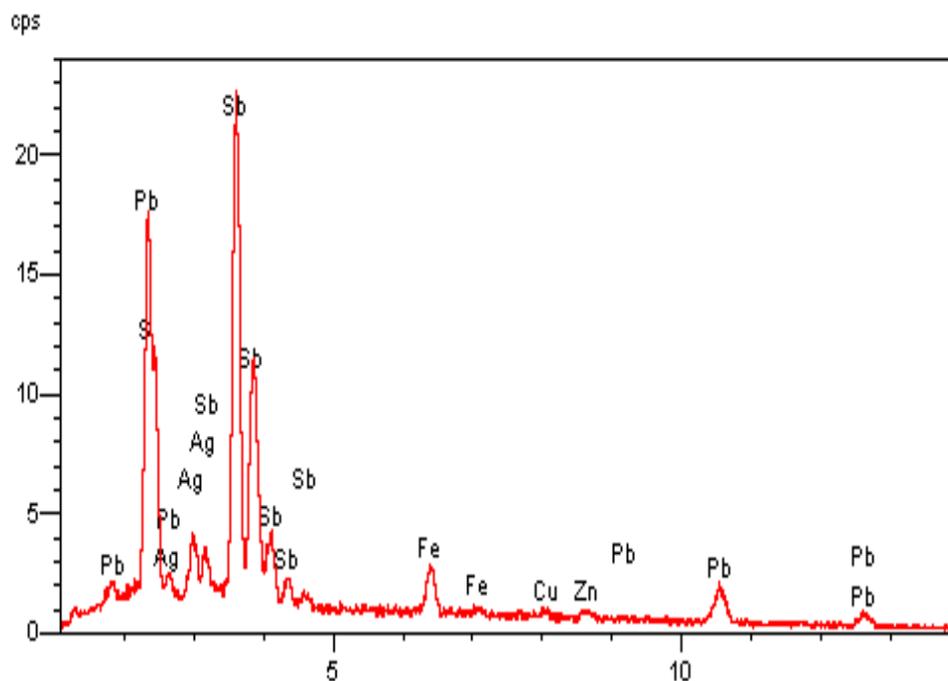


Рисунок 31. Энергодисперсионный спектр серебросодержащей фазы, показанной на рис. 30

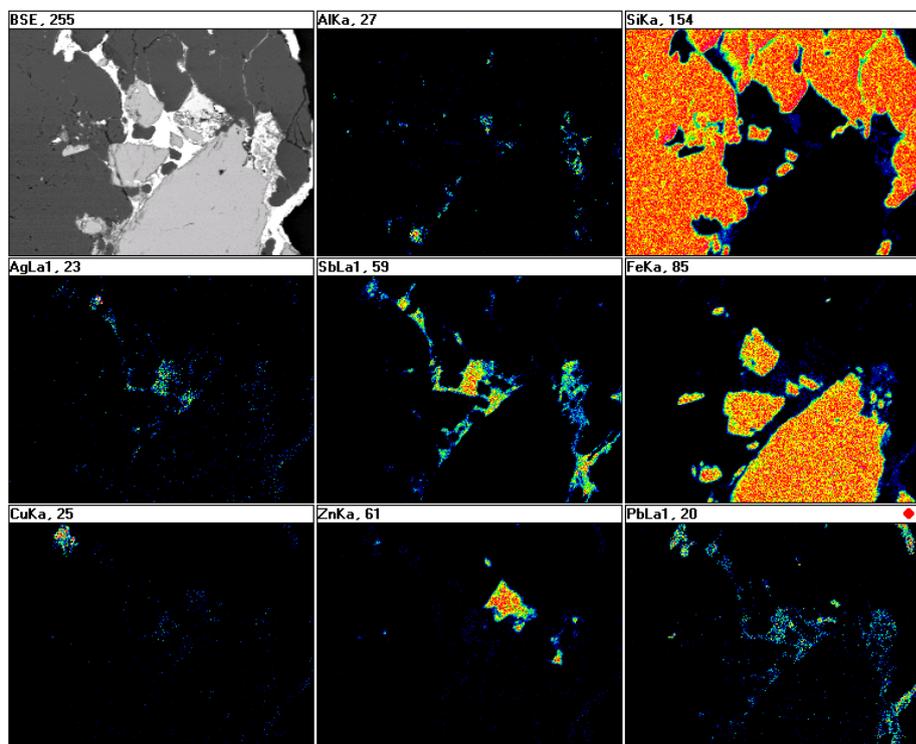


Рисунок 32. Карты распределения элементов на участке шлифа (изображения получены в рентгеновском характеристическом излучении; элементы и рентгеновские линии приведены над картинкой в верхнем левом углу)

Таким образом, считаем, что описываемый минерал может быть отнесён к серебро-свинцовым сульфосолям группы фрейслебенита, близко неопределённого (Файзиев, Набиев, 2013).

5.2. Окислы

Кварц на месторождении Пакруд является наиболее распространённым нерудным минералом. Встречается он в виде жил, мощность которых достигает 1 м, а иногда и больше, многочисленных прожилков толщиной от первых мм до 3-4 см и более, линз и вкрапленностей. Агрегаты его от тонкозернистого халцедоновидного до крупнокристаллического массивного сложения. Нередко кварц образует агрегаты шестоватого и гребенчатого сложения. Кристаллы коротко-длиннопризматические с ромбоэдрическими головками, размер которых достигает 1 см. Цвет минерала серовато-белый, молочно-белый, бледно-фиолетовый. Шестоватые его агрегаты полупрозрачные молочно-белого цвета, реже бесцветные, а кристаллы прозрачные бесцветные.

На месторождении выделяется несколько генераций кварца, не считая инъекционного кварца, жилоподобные и линзовидные образования которого согласны с напластованием вмещающих серицит-хлорит-кварцевых сланцев (рисунок 33). Мощность этого кварца от нескольких см до 30 см. Сложен он крупнокристаллическим и шестоватым агрегатом молочно-белого, серовато-белого и полупрозрачного бесцветного кварца, без видимых включений рудных минералов (Набиев, Файзиев, 2015).

Наиболее ранней генерацией минерала считается кварц I, образованный при метасоматическом изменении вмещающих пород. Он мелко-тонкозернистый, халцедоновидный, серовато-белого цвета. Кварц II связан с нерудоносной пирит-арсенопиритовой ассоциацией. Атомно-адсорбционным методом (таблица 3) в этом кварце установлены примеси (г/т, среднее из 5 анализов) Cu – 123.2, Fe – 87.5, Mn – 10.2, Zn – 8.0, Pb – 5.4, Ni – 0.85 и Co – 0.72. Содержание Au (0.04) и Ag (0.46) в кварце II низкое.



Рисунок 33. Кварц, согласный с напластованием вмещающих сланцев

Упомянутые генерации кварца, а также вмещающие сланцы рассекаются серией жил и прожилков кварцевого и кварц-карбонатного состава продуктивной ассоциации. Кроме карбоната (доломита) в них присутствуют гематит (железная слюдка), пирит, арсенопирит и полиметаллическая минерализация (сфалерит, галенит, халькопирит и др.). Это кварц III, который является наиболее распространённым жильным минералом месторождения. Агрегаты его средне- крупнокристаллические массивного сложения, гребенчатые и шестоватые. Он белый с сероватым оттенком, молочно-белый, реже бесцветный. Иногда кварц III имеет бледно-фиолетовую окраску. Содержание элементов-примесей в кварце III примерно на одном уровне с кварцем II. Исключение составляет Ni, концентрация которого более чем в три раза выше и в среднем составляет 2.76 г/т. По сравнению с кварцем II несколько выше в кварце III и содержание Au – 0.104 г/т (см. таблицу 3).

Таблица 3.

Атомно-адсорбционные анализы кварца, г/т

№№ проб	Cu	Pb	Zn	Fe	Ni	Co	Mn	Au	Ag	Генерация
1	120.9	2.6	9.6	89.0	2.65	0.78	15.7	0.03	0.60	II
13	125.8	1.6	6.7	88.6	0.00	0.88	8.0	0.02	0.46	»
20	105.4	18.7	7.5	81.2	0.00	0.73	4.2	0.03	0.52	»
51	123.8	2.1	8.6	88.7	0.00	0.62	15.6	0.06	0.33	»
54	140.1	2.1	7.5	89.9	1.61	0.52	7.4	0.06	0.38	»
Среднее	123.2	5.4	8.0	87.5	0.85	0.72	10.2	0.04	0.46	
10	121.9	4.28	14.8	85.3	0.12	1.00	6.2	0.09	0.48	III
18	126.2	4.40	9.7	9.1	1.54	0.85	12.0	0.12	0.50	»
66	133.1	0.98	6.3	92.7	6.12	0.60	6.7	0.10	0.48	»
69	130.5	2.49	11.4	79.6	3.00	0.42	2.8	0.08	0.47	»
78	125.9	4.70	4.8	75.4	3.00	0.40	22.7	0.13	0.53	»
Среднее	127.5	3.37	9.4	68.4	2.76	0.66	10.1	0.104	0.49	
29	155.3	4.54	20.4	84.2	1.54	0.71	106.8	0.10	1.08	IV
31	132.1	3.4	5.13	95.6	0.00	0.82	104.4	0.08	0.37	»
36	121.2	2.18	8.5	88.2	0.34	0.30	76.9	0.06	0.32	»
41	128.8	4.7	8.2	100.1	2.24	0.68	41.9	0.15	5.98	»
Среднее	134.4	3.7	10.56	92.0	1.03	0.63	82.5	0.097	1.94	

Следующая генерация кварца (IV) является наиболее ранним минералом заключительной стадии минерализации на месторождении. Он предшествует образованию карбонатной (доломит), сульфатной (барит), сульфидной (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, антимонит) и сульфосолевой (буланжерит, бурнонит, фрейеслебенит) минерализации в этой стадии. Кварц этой генерации встречается в виде жил и прожилков мощностью до 1 м и сложен массивными средне-крупнокристаллическими и шестоватыми агрегатами белого цвета. Характерной особенностью кварца IV является повышенное содержание в нём Mn (82.5 г/т) и Ag (1.94 г/т).

В заключение отметим, что золото на месторождении Пакрут выделялось по времени в период образования минеральных ассоциаций совместно с кварцами поздних (III и IV) генераций (Набиев, Файзиев, 2015).

Гематит относится к числу распространённых рудных минералов месторождения. Основное его количество связано с продуктами гидротермального изменения вмещающих пород, особенно с метасоматитами кварц-альбит-карбонатного состава. В них он встречается в виде тонких прожилков и мелких чешуек железно-черного и вишнево-красного цвета, содержание которого в метасоматитах не превышает одного процента. Это ранняя генерация гематита.

Вторая генерация гематита встречается совместно с кварцем и карбонатом (доломитом), образуя сложные кварц-карбонат-гематитовые и карбонат-гематитовые прожилки. Содержание гематита в них достигает 60-70%. Встречены на месторождении почти мономинеральные прожилки гематита толщиной до 4-5 см. Сложены они мелко-среднечешуйчатым агрегатом. Реже чешуйки более крупные с размерами листочков до 4-5 см. Встречаются агрегаты, где листочки срастаются в форме розеток.

Из рудных минералов в тесной ассоциации с гематитом II встречаются сульфиды ранних генераций – арсенопирит, пирит и халькопирит. С ними он имеет четкие, без взаимных прорастаний, границы и, наконец, незначительное количество гематита образуется на заключительной стадии минералообразования совместно с шестоватым кварцем IV и крупнозернистым доломитом II. Это гематит III генерации. Гематит беден примесями. Лазерным спектральным анализом в нём определены (%): Ti - 0.001, Cu – 0.005-0.01, Pb – 0.001. В некоторых пробах установлены также V (0.005) и Sn (0.001).

Касситерит определен в бороздовых пробах рудной зоны 7. Он находится в виде обломков остроугольной формы темно-серого цвета. В пробах, в которых установлен касситерит, содержание олова колеблется в пределах 0,01-0,85%.

5.3 Карбонаты, сульфаты и вольфраматы

На месторождении карбонаты относятся к числу распространённых минералов, хотя они значительных скоплений не образуют. Основное их количество падает на долю допродуктивных минеральных парагенезисов, образованных за счёт гидротермального изменения вмещающих сланцев вдоль разломов. Это синхронно развитые процессы карбонатизации, окварцевания, альбитизации, серицитизации и др., с образованием карбонат-кварц-альбитовых и кварц-серицитовых метасоматитов. В них карбонаты образуют вкрапленность и многочисленные прожилки, содержание которых колеблется от 5-10 до 25-30 % от объёма метасоматитов.

По данным производственных геологов (А.В. Буряк, Ю.П. Рокотов, Л.А. Молчанов и др.), карбонаты в метасоматитах представлены сидеритом и анкеритом.

Сидерит ($N_0 = 1.783-1.790$) встречается в виде мелких (0.002-0.1мм) рассеянных вкраплений неправильной и ромбоэдрической формы. Реже он образует тонкие секущие прожилки. **Анкерит** ($N_0 = 1.692-1.722$) образует главным образом секущие прожилки, иногда вкрапленность относительно более крупных (0.005-0.2мм) зерен.

Из-за тесных взаимопрорастаний отделить сидерит от анкерита не представляется возможным. Поэтому в таблице 4 приведены анализы смеси этих двух минералов из метасоматитов.

В результате пересчета этих анализов на кристаллохимические формулы выяснилось, что карбонат, участвующий в метасоматитах, в среднем на 72.23% состоит из сидерита ($Fe_{0.75}Mg_{0.24}Mn_{0.01}$) $[CO_3]$ и на 27.77% –анкерита ($Ca(Mg_{0.66}Fe_{0.34}) [CO_3]_2$). На значительное преобладание сидерита над анкеритом указывают и данные химических анализов солянокислых вытяжек от массы карбонатов (%): $CaCO_3$ (13.36), $MgCO_3$ (21.29), $FeCO_3$ (65.35) (Набиев, Файзиев, 2015).

Химические составы карбонатов из метасоматитов

Метасоматиты	Fe O	Mn O	Ca O	Mg O	CO ₂
Карбонатизированные сланцы	39.85	0.44	7.42	10.37	41.82
Карбонат-кварц-альбитовые	41.10	0.50	6.80	10.10	41.50
Кварц-серицитовые	39.36	0.65	7.89	10.40	41.70

Доломит. В продуктивных золотосодержащих минеральных ассоциациях на месторождении карбонаты распространены достаточно широко. Наиболее развитым является желтовато-белый, серовато-белый и буроватый карбонат, который встречается в виде вкрапленников, гнёзд и многочисленных прожилков. Максимальная мощность таких прожилков достигает 4.5-5 см, а протяжённость их не более первых метров. Нередко этот карбонат образует сложные кварц-карбонатные прожилки с сульфидами и золотом, причём он локализуется в призальбандовых частях таких прожилков. Агрегаты описываемого карбоната – сплошные мелко-среднезернистые массы, кристаллы мелкие (до 3 мм) и имеют вид несколько искривлённых ромбоэдров.

Исследование под электронным микроскопом показывает, что описываемый карбонат относится к доломиту. В ассоциации с ним находятся клинохлор, кварц и гематит, причём доломит является наиболее поздним минералом (рисунок 34).

На рисунке 35 приведена фотография другого участка шлифа, где наблюдаются две генерации доломита. При этом в тесной парагенетической ассоциации с доломитом II находится барит. Он замещает барит. О более позднем образовании доломита II свидетельствует и тот факт, что его прожилки рассекают жилы и прожилки крупнопластинчатого барита (Набиев, Файзиев, 2015).

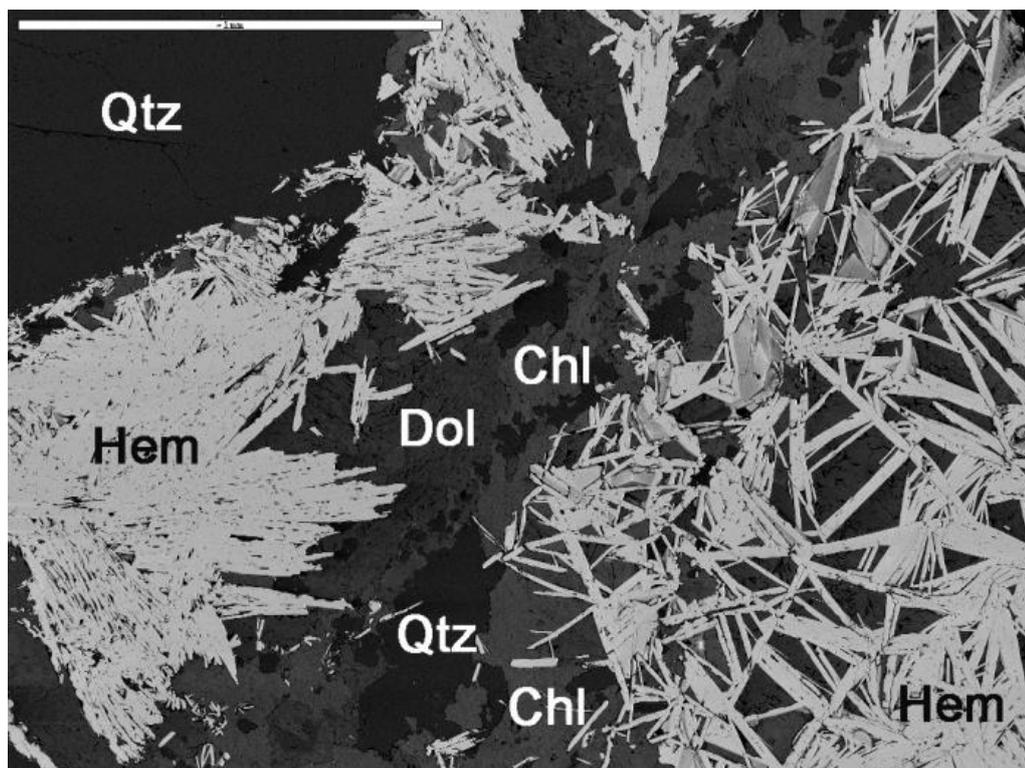


Рисунок 34. Вид участка шлифа в режиме BSE: Qtz – кварц, Hem – гематит, Dol – доломит, Chl – клинохлор. Длина масштабной линейки – 1 мм. Фотография получена на сканирующем электронном микроскопе CamScan 4D с энергодисперсионным спектрометром LinkISIS

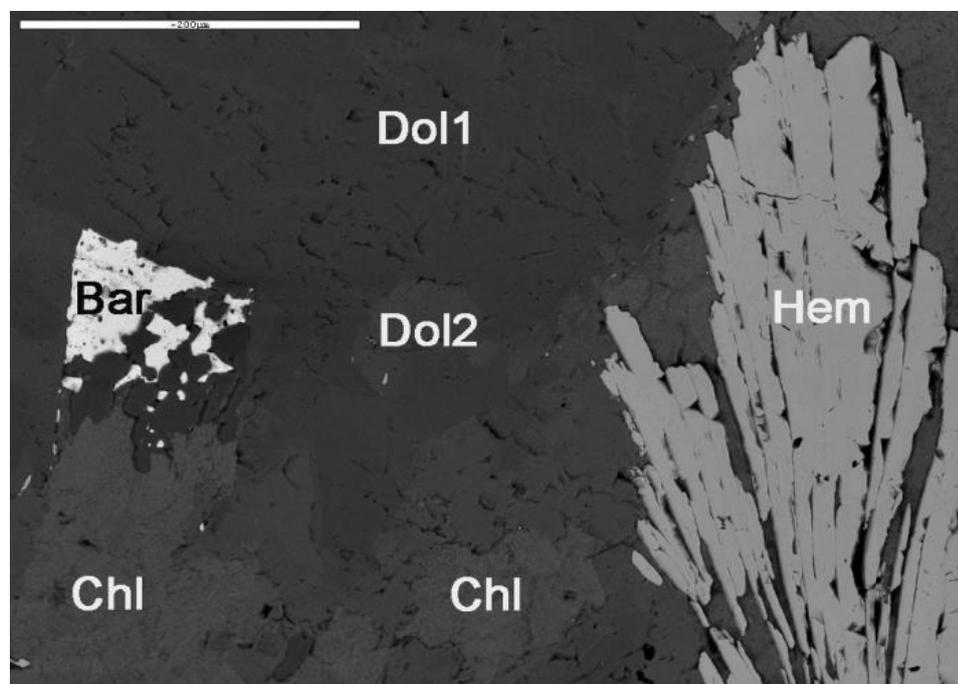


Рисунок 35. Вид следующего участка шлифа в режиме BSE: Qtz – кварц, Hem – гематит, Dol – доломит, Chl – клинохлор, Bar - барит. На фотографии видны две разновидности доломита (Dol 1, Dol 2), различающиеся степенью железистости. Длина масштабной линейки – 200 μm

Различные генерации доломита отличаются по химическому составу (таблица 6). Микронзондовый анализ показывает неодинаковые содержания компонентов в них. Особенно они отличаются друг от друга по количеству марганца. Если в доломите I концентрация MnO всего 0.28%, то содержание этого соединения в доломите II более чем на порядок выше – 3.02% (Набиев, Файзиев, 2015).

Таблица 5

Химический состав доломита

Минерал	Доломит I	Доломит II
Компонент	Масс. %	Масс. %
MgO	15.98	12.76
CaO	28.85	27.21
MnO	0.28	3.02
FeO	6.16	9.01
Сумма	51.27	52.00

Характерной особенностью доломитов Пакрутского месторождения является также высокое содержание в них железа, что позволяет отнести их к железистой разновидности минерала. В доломите 1 концентрация FeO равна 6.16%, а в доломите 2 ещё выше – 9.01%. Это больше, чем в наиболее железосодержащем доломите из графитового месторождения Колдштин в Чехии, описанного У.А. Диром и др. (1966).

Высокое содержание железа в доломите подтверждают растровые картинки распределения элементов на участке шлифа (рисунок 36).

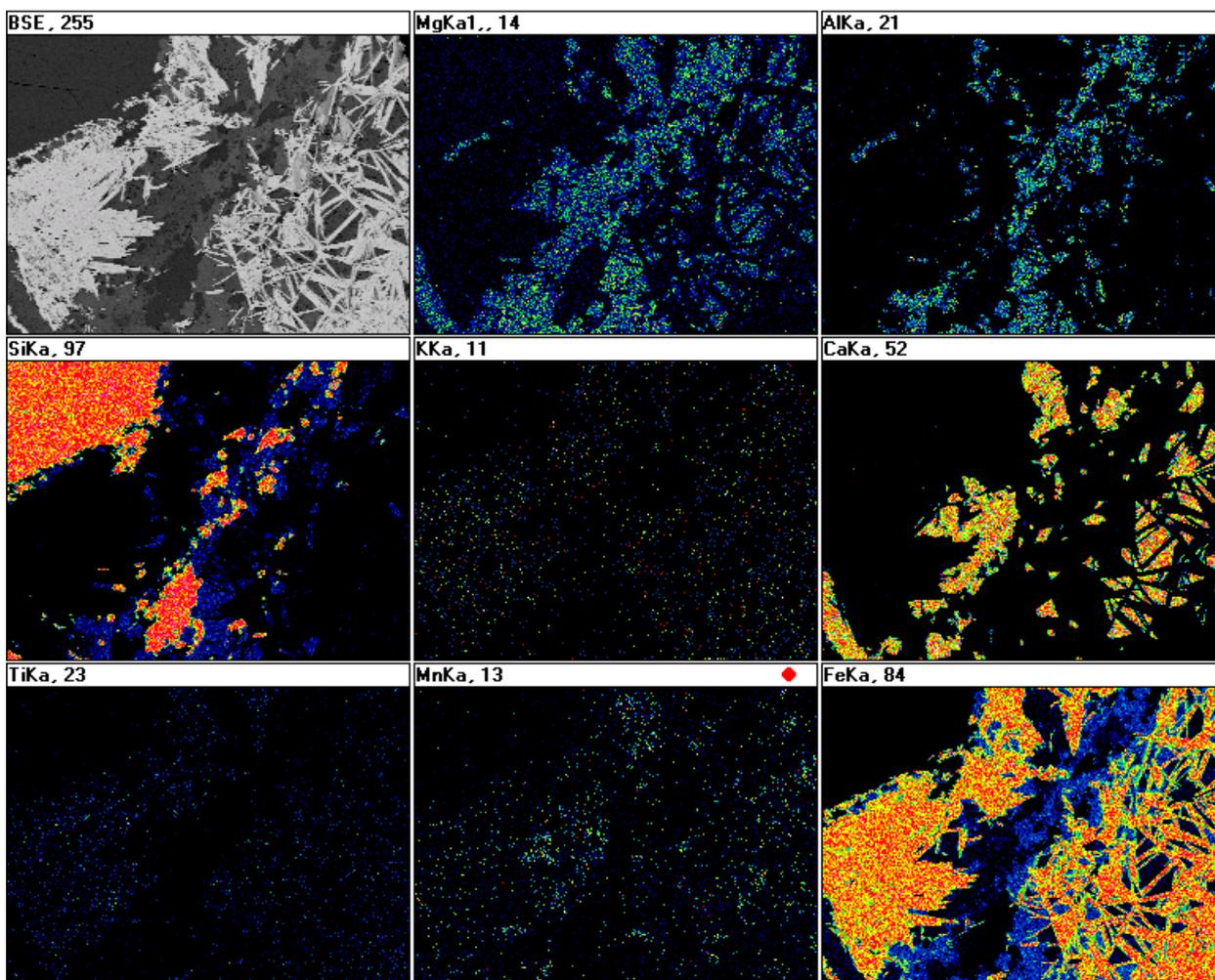


Рисунок 36. Карты распределения элементов на участке шлифа, показанного на рисунок 34 (изображения получены в рентгеновском характеристическом излучении – элементы и рентгеновские линии приведены над картинкой в верхнем левом углу)

Пробы доломита 1 были проанализированы атомно-адсорбционным методом (таблица 7). Как видно, содержания золота (среднее из 8 анализов 0.036 г/т) и серебра (0.139 г/т) в нём низкие. Низкими являются в доломите и концентрация цинка (6 г/т), никеля (5.5 г/т), свинца (4 г/т) и меди (менее 1 г/т). Среди элементов-примесей повышенным содержанием характеризуется марганец (0.14 %). Ещё выше в доломите – концентрация (0.37 %) стронция.

Таблица 6

Результаты атомно-адсорбционных анализов

№№ проб	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	Ni	Mn	Sr
	г/г						%	
Доломит								
9п	0.03	0.19	5	7	1	6	0.13	0.36
11п	0.03	0.22	5	7	1	6	0.14	0.35
62п	0.06	0.10	4	5	0.0	6	0.13	0.39
67п	0.02	0.19	4	5	1	6	0.13	0.42
69п	0.02	0.12	5	6	1	5	0.14	0.39
74п	0.12	0.07	3	3	1	4	0.14	0.14
83п	0.01	0.17	3	5	0.0	6	0.15	0.38
84п	0.00	0.05	4	6	1	5	0.14	0.51
Среднее	0.036	0.139	4	6	1	5,5	0.14	0.37
Кальцит								
12п	0.04	0.06	4	5	0.00	3	0.20	0.33
19п	0.00	0.05	6	6	0.00	3	0.20	0.36
81п	0.00	0.07	6	5	0.00	3	0.21	0.40
82п	0.00	0.10	5	5	0.00	6	0.15	0.36
85п	0.00	0.06	5	5	0.00	3	0.20	0.31
Среднее	0.008	0.07	5	5	0.00	4	0.19	0.35

Кальцит. На месторождении кроме описанных карбонатов обнаружен и кальцит. Он двух генераций. Более ранняя встречается в ассоциации с доломитом I. Он образует прожилки толщиной в первые мм и гнёзда размером до 3x2x1.5 см. Цвет кальцита от бесцветного прозрачного до бледно-розового, а его агрегаты образуют сплошные зернистые массы. Энергодисперсионный спектр минерала приведен на рисунке 37. Как видно из рисунка, в нём в качестве примеси содержится стронций.

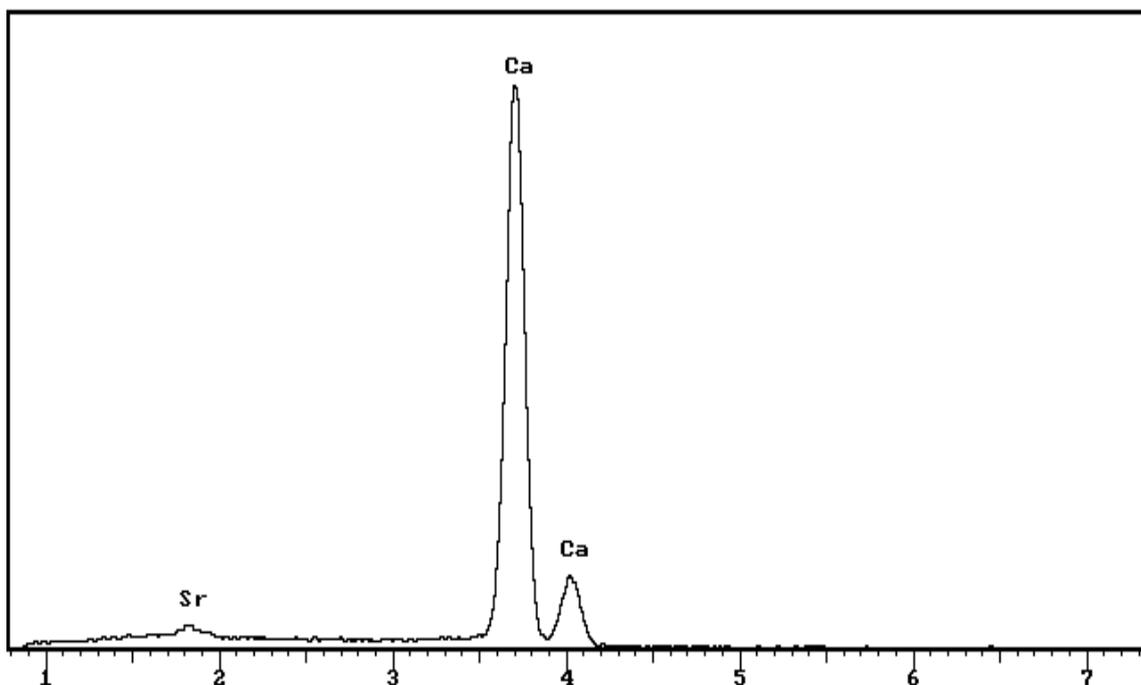


Рисунок 37. Энергодисперсионный спектр кальцита. Спектр получен на спектрометре Link при $U=20$ kV, $I=2$ nA

Кальцит II встречается в виде мономинеральных прожилков, толщина которых достигает 4-5 мм. Сложены они пластинчатым агрегатом полупрозрачного бесцветного кальцита, выделения которого обнаружены также среди вмещающих сланцев. Эти образования имеют округлую форму радиально-лучистого строения, в котором размер отдельных лучей достигает 0.5-0.7 см. Кроме того, кальцит II нередко отмечаются в виде тонких (1-2 мм) прожилков в кварцевых жилах. Цвет этого минерала белый, а агрегаты мелко-среднезернистые. Атомно-адсорбционный анализ кальцита II показывает на ещё, по сравнению с доломитом, низкое в нём содержание благородных металлов (см. таблицу 7). Из 5 проанализированных проб кальцита только в одной обнаружено золото в количестве 0.04 г/т, а среднее содержание серебра в нём всего 0.07 г/т. Концентрация других элементов примерно на одном уровне, что и в доломите.

В заключение отметим, что среди описанных на месторождении Пакрут карбонатов только железистый доломит проявляет себя как типоморфный минерал. Он находится в тесной парагенетической ассоциации с минералами продуктивных золотосодержащих стадий и, таким образом, может явиться

указателем присутствия золотого оруденения в минеральных ассоциациях с доломитом. Кстати, в рудах Ново-Широкинского золото-полиметаллического месторождения Восточного Забайкалья (Россия) широко распространённый карбонат также представлен в большей мере доломитом (Али и др., 2012). Из карбонатов преобладает доломит и в золото-полиметаллических месторождениях Урала, широко варьирующий по железистости (Бахтина, 1985; Сазонов и др. 2001). По мнению В.Н. Сазонова и др. (2001), этот минерал является типоморфным для этих типов месторождений.

Барит является характерным минералом верхних частей месторождения. Он встречается в виде жил, преимущественно в маломощных кварцевых жилах, максимальная мощность которых достигает 15-20 см, и в виде прожилков. Агрегаты барита зернистые, пластинчатые. В последних пластины размером до 0.6x0.4 см, расположены беспорядочно или радиально. Кристаллы, которые чаще всего находятся в пустотах в кварцевых жилах или растут на щётках из кристаллов кварца, также пластинчатой формы, величиной до 0.5x0.3 см. Цвет барита белый, серовато-белый. Реже встречаются бесцветные полупрозрачные разности барита. Кристаллы прозрачные бесцветные.

Атомно-адсорбционный анализ барита (таблица 8) указывает на бедность его элементами-примесями. В заметных количествах присутствуют только стронций (среднее 0.071%) и железо (0.024%). В тысячных долях процента обнаружены марганец (0.004%) и магний (0.0015%). Количество свинца, цинка, меди и никеля ничтожны – не более 1 г/т. Очень низки и содержания серебра (0.26 г/т) и золота (0.007 г/т) (Набиев, Файзиев, 2015).

Результаты атомно-адсорбционных анализов барита

№№ проб	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	Ni	Fe	Mg	Mn	Sr
	г/т						%			
86п	0,00	0,23	1	1	0,00	0,00	0,018	0,0020	0,003	0,056
87п	0,02	0,62	1	1	2	1	0,018	0,0029	0,003	0,056
88п	0,00	0,24	1	1	1	0,00	0,070	0,0002	0,006	0,148
89п	0,00	0,15	1	1	0,00	1	0,007	0,0006	0,003	0,017
90п	0,00	0,11	1	1	1	0,00	0,016	0,0019	0,006	0,090
91п	0,02	0,20	1	1	1	0,0	0,016	0,0011	0,003	0,059
Среднее	0,007	0,26	1	1	1	0,33	0,024	0,0015	0,004	0,071

В тесной ассоциации с баритом на месторождении встречается доломит II, который начал кристаллизоваться вслед за баритом. В парагенезисе с баритом находятся также сульфиды и сульфосоли, последние особенно в виде буланжерита, бурнонита и фрейслебенита (?), которые в других парагенетических ассоциациях на месторождении не обнаружены (Набиев, Файзиев, 2015).

Как известно, барит является одним из критериев глубинности полиметаллических и других месторождений, в том числе и золоторудных. По И.П. Кушнарёву (1982) вертикальный размах глубинности этих месторождений охватывает интервал 0.5-2.5 км, хотя основное количество баритовой минерализации приходится на интервал 1.0-1.5 км. В этой связи, нахождение этого минерала на Пакрутском месторождении может служить критерием его незначительной эродированности и, таким образом, перспективности на глубину (Файзиев, Набиев, 2016).

Шеелит обнаружен в протолочках пород любой степени метасоматоза, кроме серицитизированных метасоматитов. Присутствует он в виде остроугольных обломков (0,5-0,08мм) желтовато-серого цвета.

При изучении минералогии месторождения были выявлены некоторые закономерности, на основании которых можно сделать выводы (прогнозного характера) об эрозионном срезе и перспективности оруденения на глубину. Это в первую очередь использование вертикальной зональности в распределении рудных минеральных комплексов: в нижней части месторождения преимущественное развитие имеет пирит-арсенопиритовый, в средней – полиметаллический, а в верхней – антимонит-сульфосольный.

Еще одно проявление зональности выражено в размещении продуктов различных стадий минералообразования с глубиной: наиболее ранние стадии (I и II) преимущественно локализованы в нижних горизонтах месторождения. Минерализация III стадии в основном размещается в нижних и средних частях, а заключительной, IV стадии, – в верхних приповерхностных частях месторождения.

Вертикальная зональность наблюдается и в распределении жильных минералов. Если основное количество кварца находится в глубоких горизонтах месторождения, карбонатов – в средних, то барит – в верхних частях. В связи с этим наличие баритовой, а также сурьмяной, минерализаций на месторождении может указать на слабую эродированность объекта и, таким образом, перспективность оруденения на глубину. Еще одним индикатором слабой эродированности объекта может служить присутствие на месторождении теллуридов (Конеев и др., 2005).

В прогнозных целях можно использовать и наблюдаемое на месторождении увеличение с глубиной содержания пирита и уменьшение количества арсенопирита; пентагон додекаэдрическую форму кристаллов пирита III продуктивной стадии минерализации и обилие в нем большого количества включений минералов, в том числе и золота, и элементов-примесей, в отличие от ранних генераций этого минерала, обладающих кубическим габитусом и обеднённостью включениями и примесями; таблитчатую и игольчатую формы кристаллов арсенопирита продуктивной

стадии, в то время как минерал из непродуктивной стадии имеет призматическую форму и т. д.

Таким образом, на месторождении Пакрут обнаружены и охарактеризованы более 60 минеральных видов и их разновидностей четыре из которых (доломит, буланжерит, бурнонит, фрейслебенит) описаны автором впервые. Основными концентраторами золота на месторождения являются сульфиды, в первую очередь пирит и арсенопирит. Железистый доломит является типоморфным минералом продуктивных золотосодержащих стадий минералообразования, наличие которого может являться указателем присутствия в минеральных ассоциациях с ним золота.

ГЛАВА 6. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Включения минералообразующих флюидов, законсервированных в минералах, несут информацию о термобарогеохимических условиях становления месторождений полезных ископаемых. Эти микросистемы позволяют восстановить такие главные параметры минералообразования, как температура, давление, концентрация, состав и агрегатное состояние рудообразующей среды. Выявление этих параметров имеют также важное значение для правильного понимания генезиса месторождений.

Температуры минералообразования оценивались методом гомогенизации газовой-жидких включений, основы которого освещены в работах П.Н. Ермакова (1950, 1965, 1972, 1979), Г. Смита (1956), Ю.А. Долгова (1965, 1968), Г.Т. Леммлейна (1956, 1961), В.А. Калюжного (1960, 1982), А.В. Пизнюра (1973, 1975, 1976, 1986), Э. Реддера (1987, 1993) и многих других исследователей. В основе метода лежит утверждение о том, что газ, жидкость или расплав в момент их захвата минералом находились в гомогенном, однородном состоянии.

Сведения о температурах образования золоторудных месторождений Центрального Таджикистана, в том числе и Пакрутского месторождения, приведены в работах В.В. Могаровского и др. (1975), С.А. Морозова, Э.П. Григорьевой (1989), А.Р. Файзиева и др. (1998), М.М. Мамадвафоева и др. (2008) и других авторов.

Термометрическому анализу подверглись такие жильные минералы из Пакрутского месторождения как кварц, доломит, кальцит и барит, сопровождающие рудную минерализацию.

Флюидные включения в кварце. Во всех исследованных препаратах (двусторонне полированных пластинках) кварца обнаружены включения минералообразующих флюидов. Среди них встречаются все генетические типы включений: первичные, первично-вторичные и вторичные. Если

первичные консерванты приурочены к зонам роста минерала, то мнимовторичные и вторичные – к трещинам залечивания или к дефектам в минерале-хозяине.

Данные о температурах гомогенизации, используемые в работе, получены исключительно по первичным включениям минералообразующих растворов. По форме первичные включения бывают овальные, удлинённые, призматические, клиновидные, изометрические, неправильные (рисунок 39), а также в виде отрицательных кристалликов (рисунок 40). Размер их в мелкозернистых агрегатах минерала очень мелкий – 0.001-0.002 мм, а в более крупнозернистых аналогах доходит до 0,01 мм. В кристаллах первичные включения в большинстве своем имеют форму негативных кристалликов.



Рисунок 39. Основные формы флюидных включений в кварце

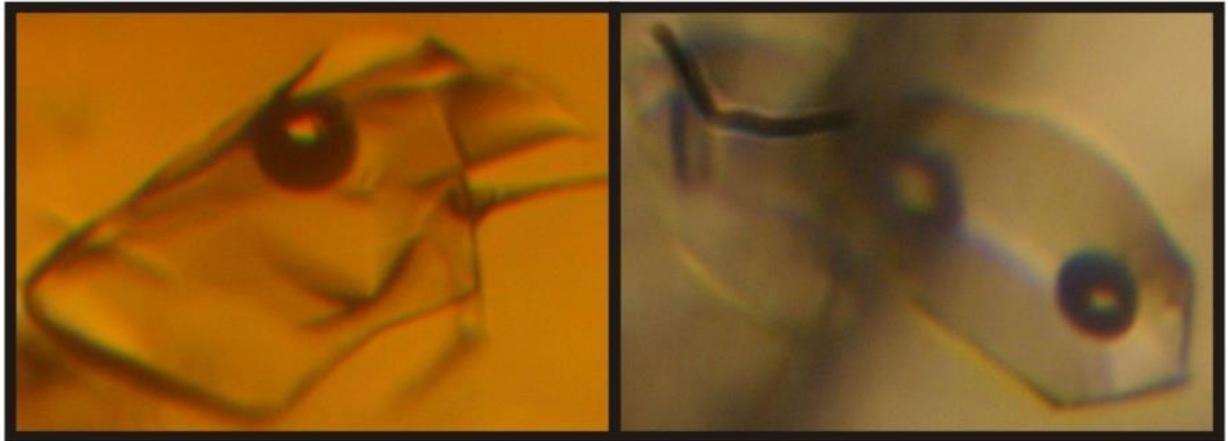


Рисунок 40. Включения в кварце, имеющие форму негативных кристалликов

Первичные включения минералообразующих растворов, главным образом представляет собой двухфазовые газово-жидкие с содержанием газовой фазы от 10-15 до 30-35%. Единичные трёхфазовые вакуоли, наряду с жидкой и газовой фазами, содержат мелкие дочерние кристаллики галита (рисунок 41). Нередко в препаратах наблюдались расшнурованные флюидные включения (рисунок 42).

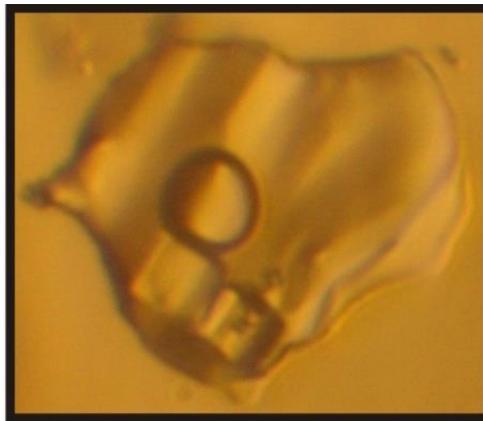


Рисунок 41. Многофазовое включение в кварце

Вторичные включения имеют каплевидную и неправильную форму. Они также в основном двухфазовые газово-жидкие с меньшим объемом газовой фазы – 10-20%. Среди вторичных включений обнаружены и однофазовые жидкие вакуоли.

Как первичные, так и вторичные включения минералообразующих растворов гомогенизируются в жидкую фазу или по первому типу (Ермаков, 1950). Изучение кварца проводилось на образцах, отобранных из различных

участков месторождения и гипсометрических уровней. Это дало возможность установить прямую вертикальную температурную зональность минерализации на месторождении, обусловленную уменьшением температуры растворов при восходящем их передвижении.

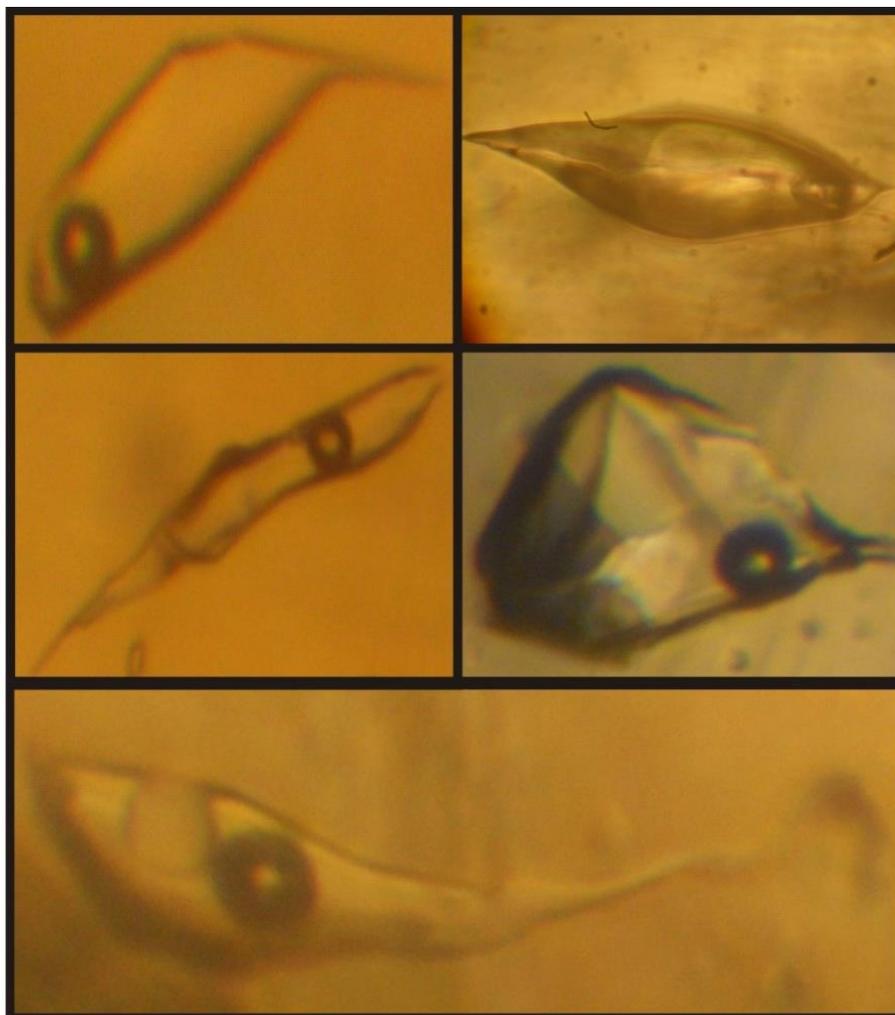


Рисунок 42. Расшнурованные включения

Как отмечалось выше, на месторождении установлены четыре генерации кварца, не считая инъекционного кварца, жилы и линзы которого согласны с напластованием вмещающих серицит-хлорит-кварцевых сланцев. Включения минералообразующих флюидов в этом кварце гомогенизируются при температурах 405-385⁰С.

Гомогенизация газовой-жидких включений в кварце I происходит в диапазоне температур 410-350⁰С: в кварце I из нижних горизонтов

месторождения температура гомогенизации определяется 410-395⁰С; средних – 390-370⁰С; верхних – 380-350⁰С.

Наиболее значительным температурным интервалом кристаллизации характеризуется кварц II генерации. Начало выпадения из растворов кварца этой генерации падает на температурный интервал 335-320⁰С, а конец – 280-260⁰С. Такая значительная цифра разности интервала температур гомогенизации кварца этой генерации объясняется тем, что анализировались пробы из гипсометрических высот, разница которых по вертикали составила – 250 м.

Кварц первой продуктивной ассоциации (кварц III) на Пакрутском месторождении был отложен в диапазоне температур 255-200⁰С, что коррелирует с температурой отложения продуктивной ассоциации кварца золоторудных полей (Петровская, Тимофеевский, Бородаевский, 1974). Получение нами данные, в целом, соотносятся и с цифрами, приведенными Ю.В. Ляховым и др. (1995) в своей монографии. По их данным, оптимальным интервалом выделения главных парагенезисов золота в большинстве малоглубинных золоторудных месторождений является 250-190⁰С.

Температура кристаллизации кварца IV, выделившегося в заключительной стадии минерализации на месторождении, равна интервалу 225-150⁰С. Это вторая продуктивная стадия, в процессе образования минералов, в которой отлагалось золото. Таким образом, кристаллизация кварца на Пакрутском месторождении происходила в широком диапазоне температур – 410-150⁰С.

Изучение валового химического состава флюидных включений в кварце методом тройной водной вытяжки (Москалюк, 1971; Мязь и др., 1975; Хитаров, 1968, 1982) показывает, что в составе минералообразующих растворов преобладающими анионами явились бикарбонат-ион и сульфат-ион, содержание которых соответственно равно 44.1 и 33.6 экв. %. Роль анионов Cl⁻ (11.8 экв. %) и NO₃⁻ (10.5 экв. %) незначительна. Из катионов в растворах вытяжек главная роль принадлежит Ca²⁺ (76.4 экв.%). Из других

катионов присутствуют Na^+ (11.5 экв. %), Mg^+ (6.9 экв. %) и K^+ (5.2 экв. %) (таблица 9). Таким образом, кристаллизация кварца происходила, главным образом, из гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевых растворов.

Таблица 8

Результаты анализов тройных водных вытяжек минералов (в пересчете на 100 г пробы)

№ п / п	Минералы	HCO_3^-		CO_3^{2-}		Cl^-		SO_4^{2-}		NO_3^-		Сум. ан.
		мг/экв	%экв	мг/экв	% экв	мг/экв	% экв	мг/экв	%экв	мг/экв	%экв	мг/экв
1	Кварц	0.73	44.1	0.0	0.0	0.19	11.8	0.54	33.6	0.15	10.5	1,61
2	Кальцит	1.02	52.1	0.0	0.0	0.16	8.6	0.7	35.7	0.05	3.5	1,93
3	Доломит	1.51	59.45	0.0	0.0	0.21	7.15	0.86	31.1	0.045	2.3	2,62
4	Барит	0.59	14.55	0.0	0.0	0.255	7.2	2.81	76.9	0.04	1.35	3,69

Таблица 9

№ п / п	Минералы	Na^+		K^-		Ca^{2+}		Mg^{2+}		NH_4^+		Сум. кат.
		мг/экв	%экв	мг/экв	%экв	мг/экв	%экв	мг/экв	%экв	мг/экв	% экв	мг/экв
1	Кварц	0.18	11.5	0.08	5.1	1.22	76.4	0.10	6.9	0.0	0.0	1,58
2	Кальцит	0.215	12.4	0.039	2.35	1.40	77.75	0.1	7.5	0.0	0.0	1,75
3	Доломит	0.21	9.65	0.05	2.3	1.45	55.25	0.82	32.8	0.0	0.0	2,53
4	Барит	0.095	2.8	0.045	1.45	3.01	88.05	0.25	7.7	0.0	0.0	3,40

Флюидные включения в кальците. Практически во всех исследованных препаратах минерала обнаружены флюидные включения минералообразующих растворов размером от 0.001 до 0.004 мм. Форма их разнообразная – округлая, удлинённо-овальная, ромбовидная, прямоугольная, сильно вытянутая игловидная, неправильная и амёбовидная (рисунок 43). Нередко встречаются вакуоли в форме отрицательных кристалликов (рисунок 44). Включения, главным образом, двухфазовые газовой-жидкие с объёмом газовой фазы 6-8 до 20-25 %. Реже встречаются однофазовые жидкие вакуоли, особенно в позднем кальците и среди вторичных включений.

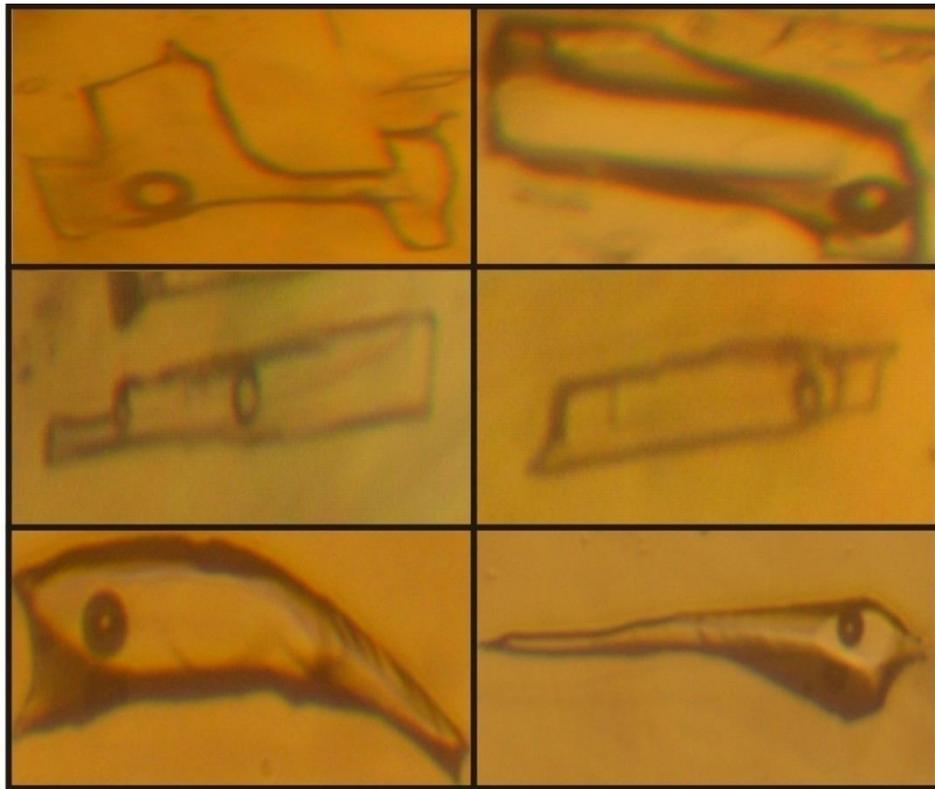


Рисунок 43. Основные формы первичных включений в кальците

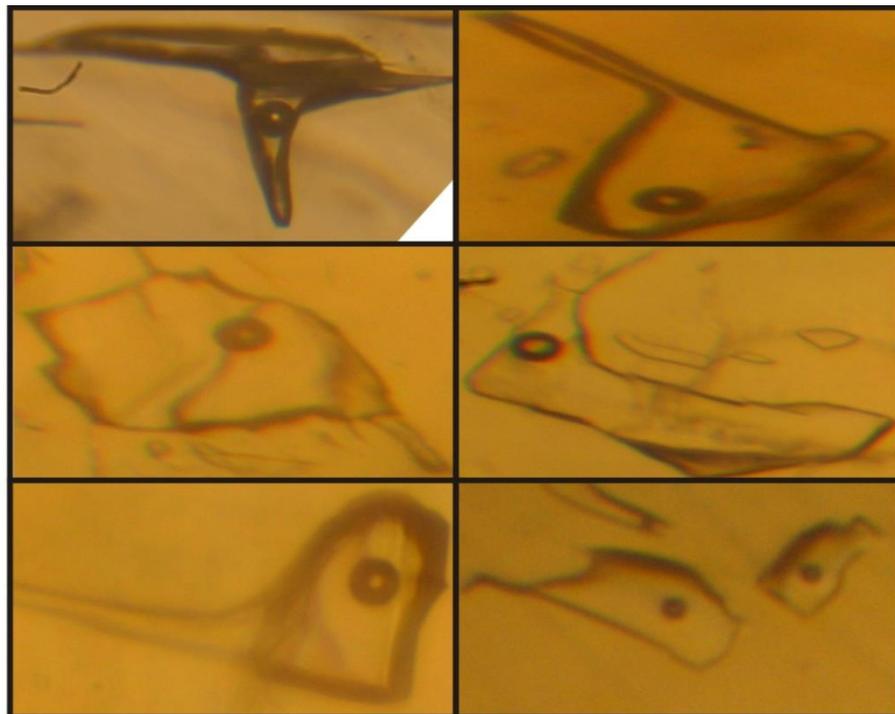


Рисунок 43а. Основные формы вторичных включений в кальците

Гомогенизация двухфазовых включений в кальците происходит в широком диапазоне температур – 215-80⁰С. Если образование кальцита I падает на интервал 215-165⁰С, то II генерация минерала образуется при самых

низких температурах среди всех исследованных минералов месторождения – 105-80°C.

Результаты химических анализов тройных водных вытяжек из кальцита показывают, что валовый состав минералообразующих растворов имел преимущественно гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый характер (HCO_3^- - 52.1 экв. %, SO_4^{2-} - 35.7 экв. %, Ca^{2+} - 77.75 экв. %). Из других ионов присутствуют Cl^- (8,6 экв. %), NO_3^- (3.5 экв. %), Na^+ (12.4 экв. %), Mg^+ (7.5 экв. %) и K^+ (2.35 экв. %) (таблица 9).

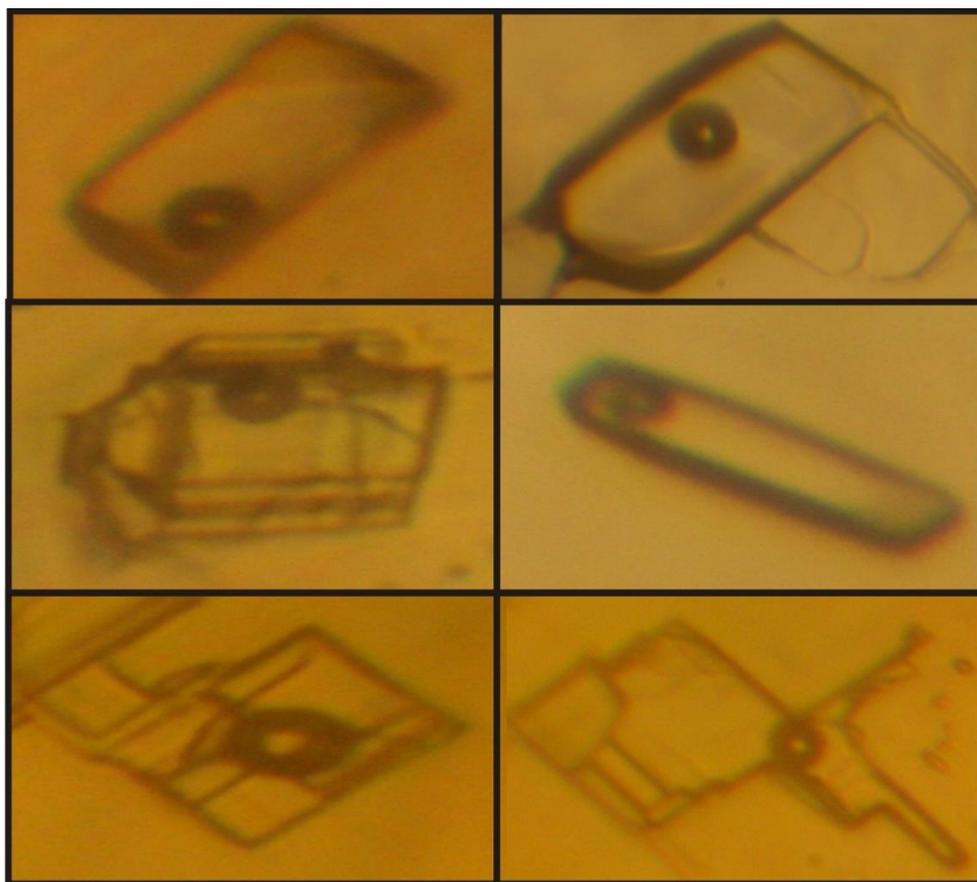


Рисунок 44. Включения кальцита в форме негативных кристалликов

Флюидные включения в доломите. Несмотря на более темную, по сравнению с кальцитом, окраску в тонких спайных осколках железистого доломита обнаружены включения минералообразующих флюидов как первичного, так и вторичного происхождения. Если форма вторичных вакуолей каплевидная и неправильная, то первичные включения большей частью несут элементы внутренней огранки в виде ромба, прямоугольника и уплощенной призмы (рисунок 45). Первичные включения исключительно

двухфазовые газовой-жидкие с объемом газовой фазы от 8-10 до 25-30 %, а среди вторичных иногда встречаются однофазовые жидкие.

Гомогенизация первичных газовой-жидких включений в доломите разных генераций происходит при неодинаковых температурах. Если температура гомогенизации включений в доломите I сравнительно высокая – 235-185⁰С, то в доломите II она низкая – 120-90⁰С. Большой интервал в значениях температур гомогенизации доломита I объясняется тем, что анализируемые образцы были отобраны из различных гипсометрических высот.

Химический состав жидкой части включений минералообразующих растворов в доломите характеризуется присутствием ионов Ca²⁺, Na⁺, K⁺, HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻ и NO₃⁻. Среди анионов в вытяжках ведущими являются HCO₃⁻ (59.45 экв. %) и SO₄²⁻ (31.1 экв. %), а содержание Cl⁻ (7.15 экв. %) и NO₃⁻ (2.3 экв. %) невысокое. В катионной части вытяжки ведущими являются Ca²⁺ (55.25 экв. %) и Mg⁺ (32.8 экв. %). Меньшее значение имеет анион Na⁺ (9,65 экв. %), а содержание K⁺ (2.3 экв. %) ничтожно (таблица 9).

Флюидные включения в барите. Во всех изученных выколках барита также найдены вакуоли минералообразующих флюидов, но они очень мелкие – от менее 0.001 до 0.003 мм. По форме они чаще всего прямоугольные и ромбовидные, бывают овальные, и неправильные (рисунок 46).

Реже можно встретить включения в форме негативных кристалликов. Включения, главным образом, двухфазовые газовой-жидкие, с объёмом газов в пределах 15-25 %. Однако встречаются и включения с более высокими содержаниями газовой фазы, вплоть до жидко-газовых и однофазовых газовых. Но это аномальные включения, не пригодные для термометрических исследований, которые нередко встречаются именно в барите. Во вторичных включениях в барите нередко встречаются однофазовые жидкие вакуоли.

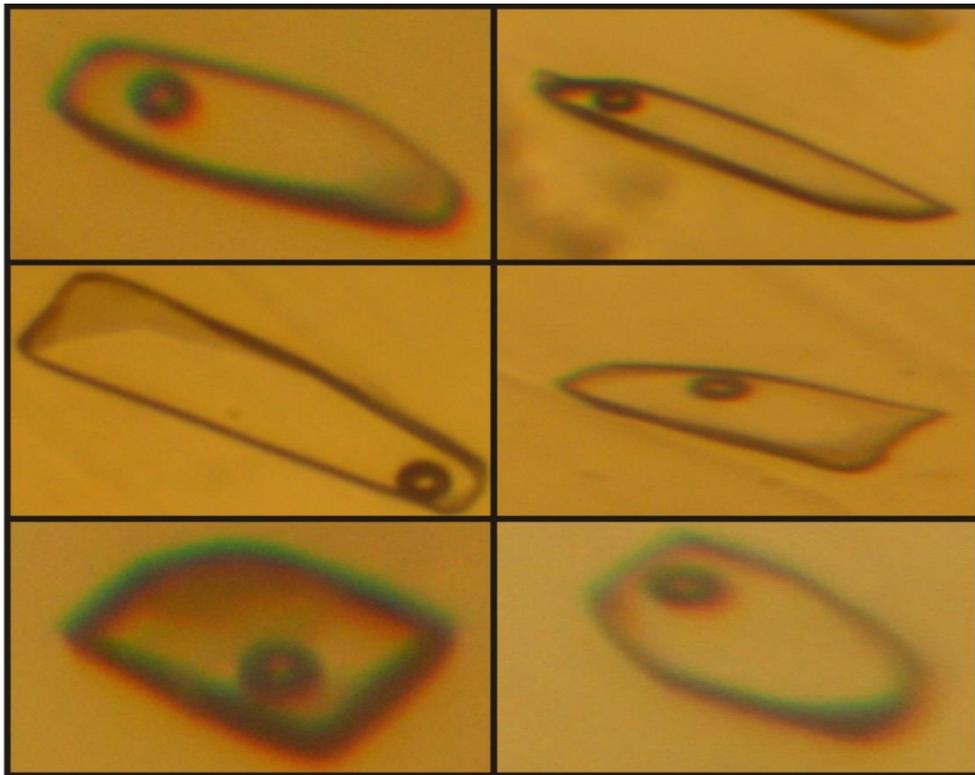


Рисунок 45. Основные формы включений в доломите

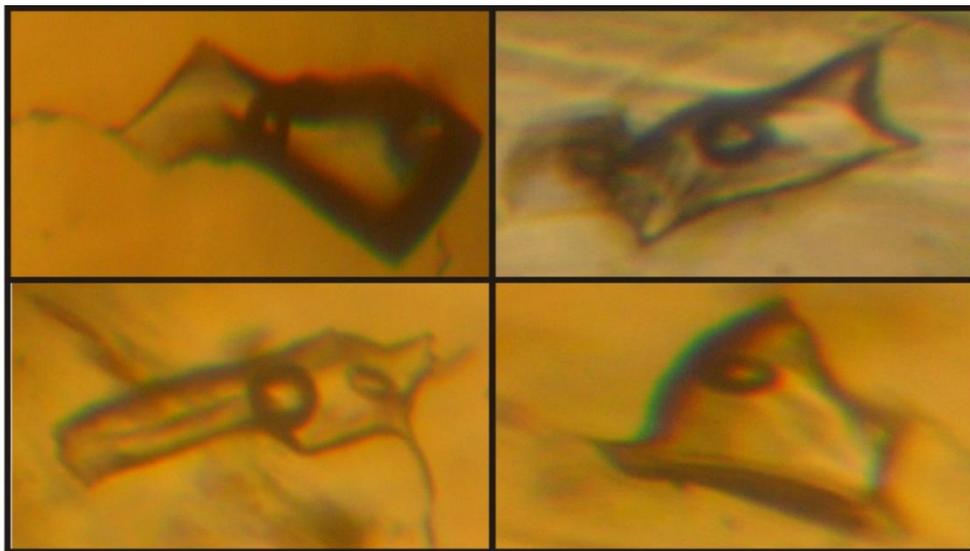


Рисунок 46. Характерные формы включений в барите

Основная масса первичных газово-жидких включений в барите гомогенизируется в диапазоне температур 155-110⁰С. Вторичные включения в нем имеют низкую температуру гомогенизации, в пределах интервала 100-80⁰С.

По данным анализа водной вытяжки из барита в анионной части минералообразующих флюидов доминирует SO₄²⁻(76.9 экв. %). Из других

анионов обнаружены HCO_3^- (14.55 экв. %), Cl^- (7.2 экв. %) и NO_3^- (1.35 экв. %). Ведущим катионом здесь является Ca^{2+} (88.5 экв.%). Другие катионы (Mg^{2+} - 7.7, Na^+ - 2.8, K^+ - 1.45 экв. %) существенных значений не имеют (таблица 9).

Таким образом, изучение флюидных включений в кварце, кальците, доломите и барите, отобранных из канав, штолен и скважин дали возможность установить физико-химические условия становления месторождения. Выяснилось, что формирование месторождения Пакрут происходило в широком диапазоне температур 405-80°C, а золотого оруденения в более узком интервале – 250-150°C. Сопоставлением значений температур гомогенизации включений в минералах из различных горизонтов месторождения выявлена вертикальная температурная зональность в рудоотложении с палеотемпературным градиентом, равным 15-22°C на 100 м глубины. При этом наблюдается обратная зависимость между глубиной отбора проб и величиной палеотемпературного градиента: в нижних горизонтах он меньше, в верхних больше. Если в нижних частях месторождения палеотемпературный градиент равен 15-18°C /100 м, то в среднем и верхнем его горизонтах он составляет 20-22°C. По данным А.В. Пизнюра (1998), при быстром охлаждении флюидов образуются богатые руды на ограниченном пространстве в результате интенсивной их кристаллизации в продуктивные стадии. Отметим, что близкие к нашим цифрам величины палеотемпературного градиента (19-21°C/100м) были получены раньше для кварца золоторудных полей Н.В. Петровской и др. (1974) и Ю.В. Ляховым и др. (1995).

Согласно данным Ю.В. Ляхова и др. (1995), цифры нашего палеотемпературного градиента соответствуют пограничной зоне между вертикальными палеотемпературными градиентами малоглубинных (40-20°C/100м) и средне- и более глубинных (10-7°C/100м) зон оруденения. По мере перехода от приповерхностных зон оруденения к более глубинным, значения и пределы вариации локальных термобарогеохимических градиентов по вертикали закономерно сокращались (от 40-30 до 10-4°C).

Следовательно, малое значение вертикальных палеотемпературных градиентов (ниже 10-20⁰С/100м) служат, в благоприятных геолого-структурных условиях, показателем значительного распространения промышленной минерализации на глубину.

Выявленная на месторождении вертикальная температурная зональность может использоваться при оценке степени эродированности отдельных участков месторождения. Зная общий интервал температуры продуктивного оруденения и температуру гомогенизации включений в минералах на современном эрозионном срезе, можно производить прогнозную оценку глубоких частей рудного тела. Например, если в образце минерала, отобранного с дневной поверхности, температура газовой-жидких включений соответствует минимальному значению общего интервала продуктивного золотого оруденения, то следует рассчитывать на перспективность рудного тела на глубину, особенно при повышенных значениях палеотемпературного градиента.

Проведенные анализы водных вытяжек из кварца, кальцита, доломита и барита показывают, что в анионной части вытяжек обнаружены HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- и NO_3^- , а в катионной – Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ и K^+ . Составы растворов включений в исследованных минералах в целом близки между собой, при контрастных различиях в распределении отдельных компонентов.

Включения в кварце отличаются повышенным содержанием бикарбонат- и сульфат анионов и пониженным – анионов хлора и нитрата. Из катионов преобладающую роль играет кальций, при пониженных содержаниях магния, натрия и калия. Состав растворов включений в кальците близок к кварцу, за исключением более высокого содержания катиона кальция. В доломите основным анионом является бикарбонат-ион (59.45 экв. %), а из катионов – кальций (55.2 экв. %) и магний (32.8 экв. %). Раствор включений барита отличается существенно сульфатным составом (76.9 экв. %), при незначительных содержаниях других компонентов. Главным катионом является кальций (88.05 экв. %).

ГЛАВА 7. САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ГЕНЕЗИСА

Самородное золото на Пакрутском месторождении, находящее в основном в свободном виде, представлено тонкодисперсной («невидимой») пылевидной вкрапленности, комковидных, каплевидных, овальных, плёночных, изометричных, бесформенных и пластинчатых выделений. В исключительно редких случаях золото находится в виде кристаллов октаэдрической формы (рисунок 47). В сульфидах обнаружены эмульсионные включения округлой формы. Размещается золото в кварцевых и карбонатных зернах, на границе выделений этих двух минералов, в межзерновых пространствах сульфидов, микротрещинках как нерудных, так и рудных минералов. Образует золото сростки с кварцем, карбонатами и другими минералами.

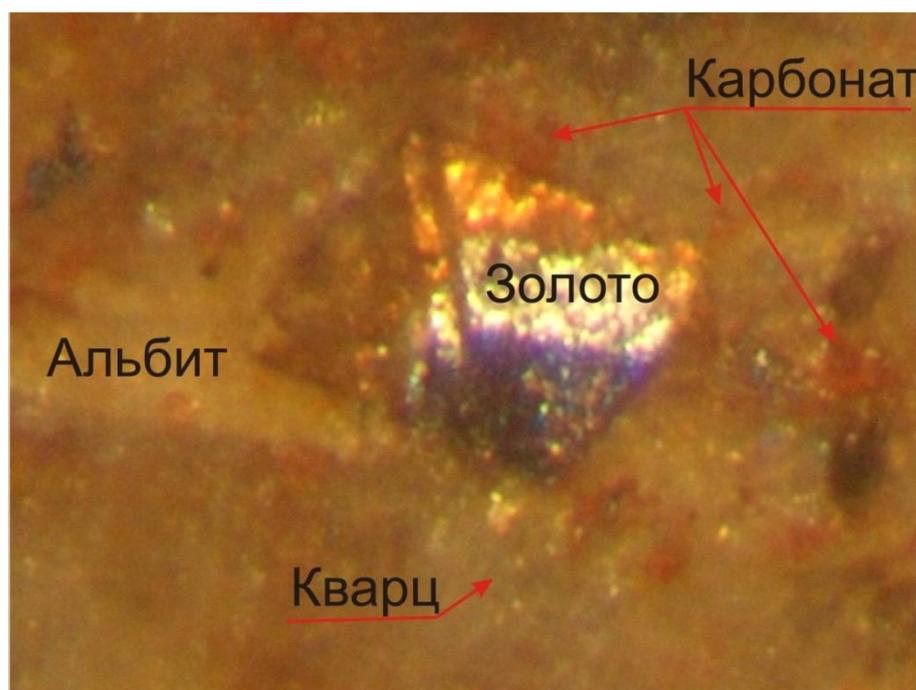


Рисунок 47. Октаэдр золота в карбонат-кварц-альбитовом метасоматите.

Увеличение 87.5^x

Наиболее золотоносными являются прожилково-вкрапленные руды с пиритом и арсенопиритом, причём золото в них, главным образом тонкодисперсное. Возможно, золото в пирите и арсенопирите находится в качестве изоморфной примеси, в связи с близостью ионных радиусов железа

и золота. На вероятность изоморфизма этих элементов в сульфидах железа указывал Ю.Г. Щербаков (Щербаков, 1975; Коробейников, 1978). Видимые золотины в пирите и арсенопирите редки. Часто золото сростается с блёклыми рудами, в которых его содержание достигает 1.5%. Нередко золото встречается в кварце (рисунок 48) и карбонате, вне связи с сульфидами. Цвет золота от соломенно-жёлтого до золотисто-жёлтого.

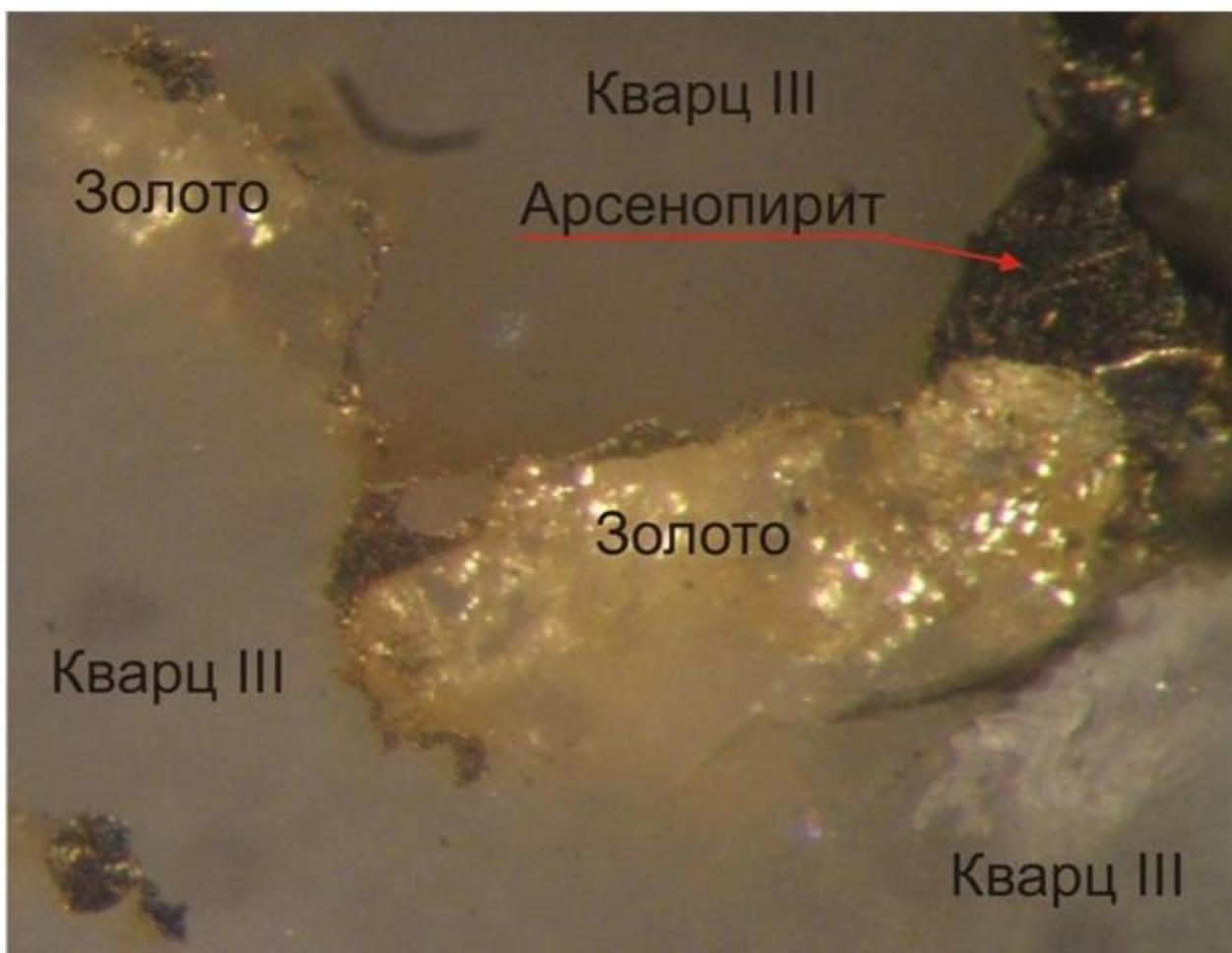


Рисунок 48. Золото в кварце III с рудной минерализацией - арсенопиритом.

Увеличение 50^x

Золотое оруденение откладывалось не один раз в ходе процесса минералообразования. Связано оно с ранней и поздней продуктивными стадиями на месторождении, причем с заключительными периодами их становления. Об этом, в частности, может свидетельствовать ксеноморфизм его по отношению к рудным минералам. Соответственно выделяются две генерации золота. Первая генерация связана с кварц-карбонат-пирит-

арсенопиритовой ассоциацией третьей стадии (рисунок 49-52) (Набиев, Файзиев, 2016). Встречается золото I в виде частиц с размерами от тонкодисперсных невидимых (менее 0.001 мм) до 0.01 мм, что не противоречит данным Н.П. Петровской (1973), согласно которой ранние генерации этого минерала, как правило, представлены очень мелкими частицами. Золото это сравнительно высокопробное (903-961%).

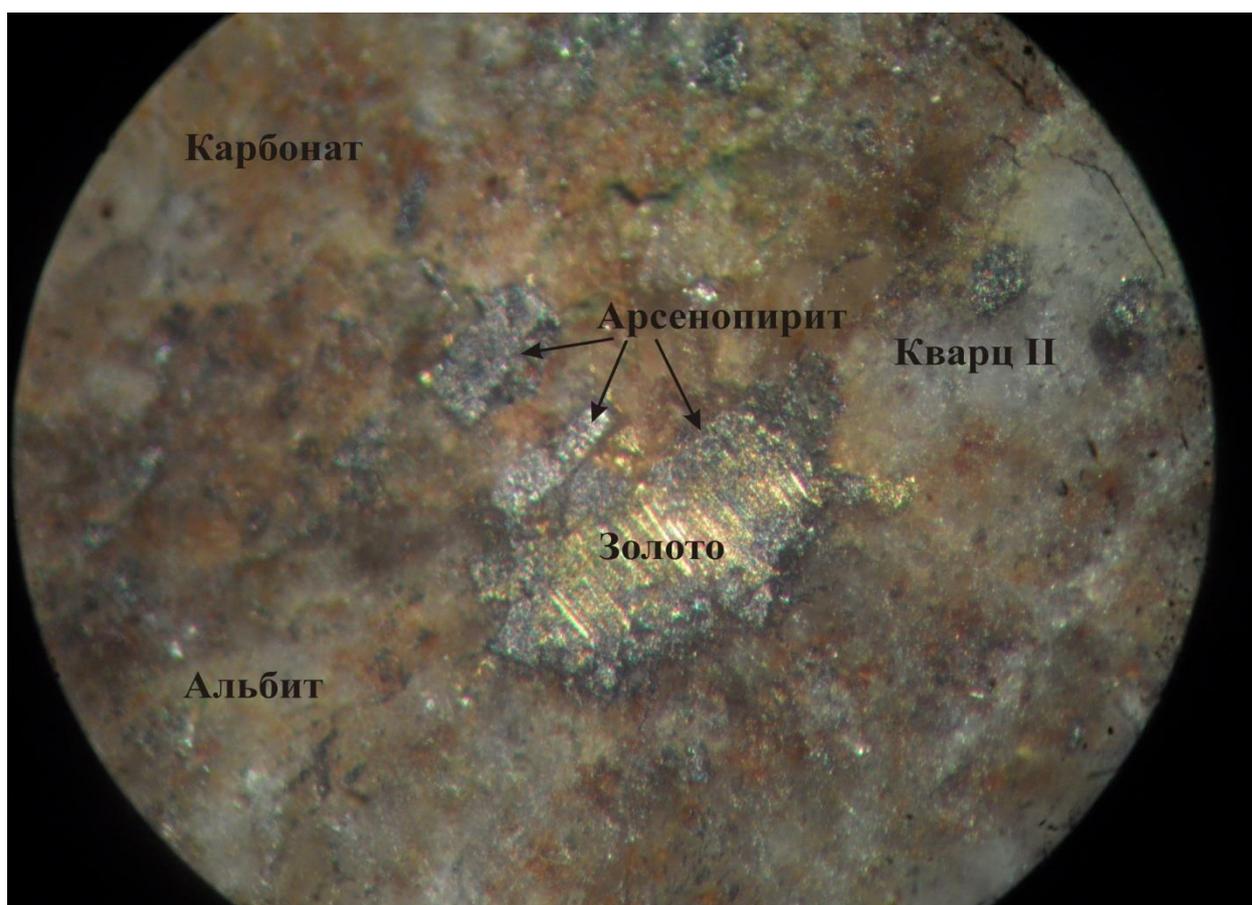


Рисунок 49. Кварц-арсенопиритовый агрегат с золотом в карбонат-кварц-альбитовом метасоматите. Увеличение 25^x

Нередко в ассоциации с арсенопиритом II и кварцем III встречается и железистый доломит (рисунок 53).

Вторая генерация самородного золота связана с заключительной, четвёртой стадией минералообразования. В этой стадии оно ассоциирует, чаще, с сульфосолями, а также с пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом поздних генераций. При этом золото, находящееся в срастании с сульфосолями – менее высокопробное (829-842%). Величина золотин II

генерации – 0.01-0.2 мм, хотя на месторождении обнаружены зерна и более крупные (0.5-1.5 мм). В продуктах заключительной стадии минерализации, наряду с золотом, имеет место и серебряное оруденение, представленное в виде сульфосоли серебра – фрейеслебенита (?) (Набиев, Файзиев, 2016).

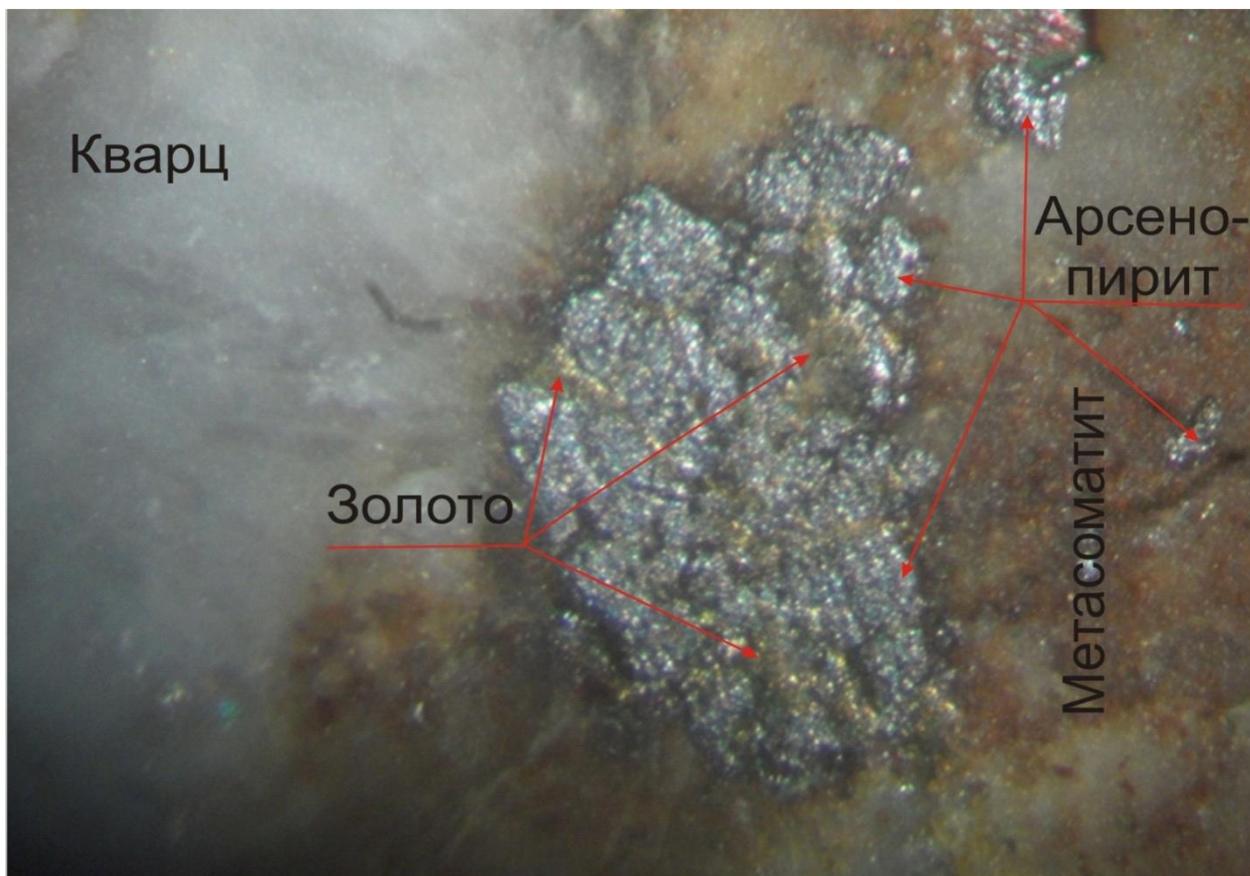


Рисунок 50. Кварц-альбитовый метасоматит с золотом и арсенопиритом. В левой части рисунка жильный кварц. Увеличение 25^x.

В целом золото месторождения Пакрут отличается химической чистотой (таблица 10). Содержание серебра варьирует от 10,06 до 3,73%. В единичных образцах определено повышенное количество серебра, связанное, по всей вероятности, с серебряносодержащими сульфосолями. Концентрация мышьяка в целом невысокая и колеблется от 0.04 до 0.07%.

Из элементов примесей, определенных лазерным спектральным анализом, установлены медь (среднее из 8 анализов – 0.018%), серебро (0.27%), олово (0.001%), ниобий (0.001%), марганец (0.001%), стронций (0.001%) и титан (0.0001%).

Таблица 10.

Химический состав самородного золота

№№ п.п	№№ образцов	Au	Ag	As	Сумма	Проба
1	К-64	92,41	7,38	0,05	99,83	937
2	-//-	91,68	8,09	0,07	99,84	919
3	-//-	90,41	8,36	0,06	98,83	915
4	Шт.2/3	90,73	6,30	0,07	97,10	935
5	Шт.1/5	97,40	3,73	0,06	101,19	963
6	Т7/576	90,29	8,26	0,07	98,63	916
7	-//-	92,24	7,01	0,06	99,31	929
8	Т7/576	93,48	7,05	0,06	100,59	930
9	Шт1/1	93,62	6,24	0,06	99,92	938
10	-//-	95,71	4,71	0,06	100,48	953
11	Т18/155	98,15	4,02	0,05	102,22	961
12	Шт5	89,60	8,50	Н. опр.	98,10	913
13	-//-	91,93	7,68	«	99,61	923
14	-//-	90,47	9,22	«	99,69	908
15	Р33/90	90,24	9,46	0,05	99,75	905
16	-//-	91,61	7,96	0,06	99,63	920
17	Ш1/2	93,51	6,01	Н. опр.	99,53	940
18	В5	90,47	9,67	«	100,14	903
19	-//-	82,37	16,97	«	99,37	829
20	-//-	83,93	15,71	«	99,63	842
21	Ш-700а	89,04	9,14	«	98,18	906
22	-//-	89,07	9,23	«	98,30	905
23	Ш-701	87,55	10,66	«	98,21	891
24	Ш-700	89,20	10,06	0,04	99,30	908
25	-//-	89,03	10,16	0,05	99,24	907

Примечание: анализы выполнены в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ РАН на микрозонде MS-46 фирмы КАМЕКА

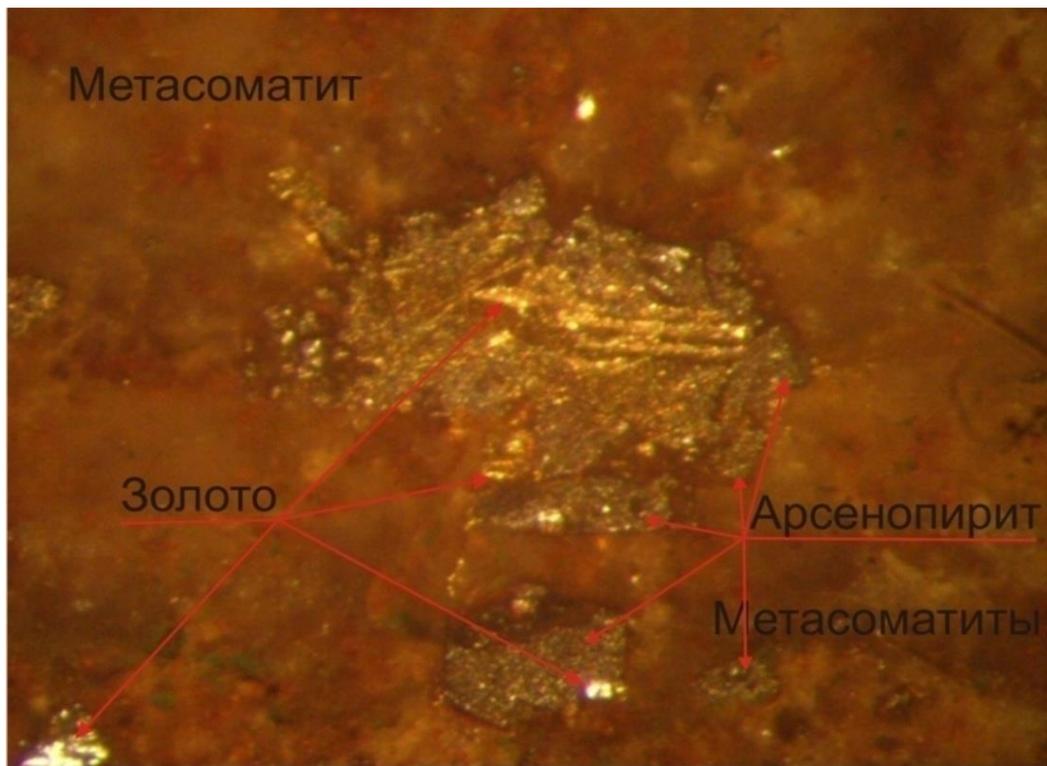


Рисунок 51. Карбонат-кварц-альбитовый метасоматит с золотом и арсенопиритом.
Увеличение 87.5^x

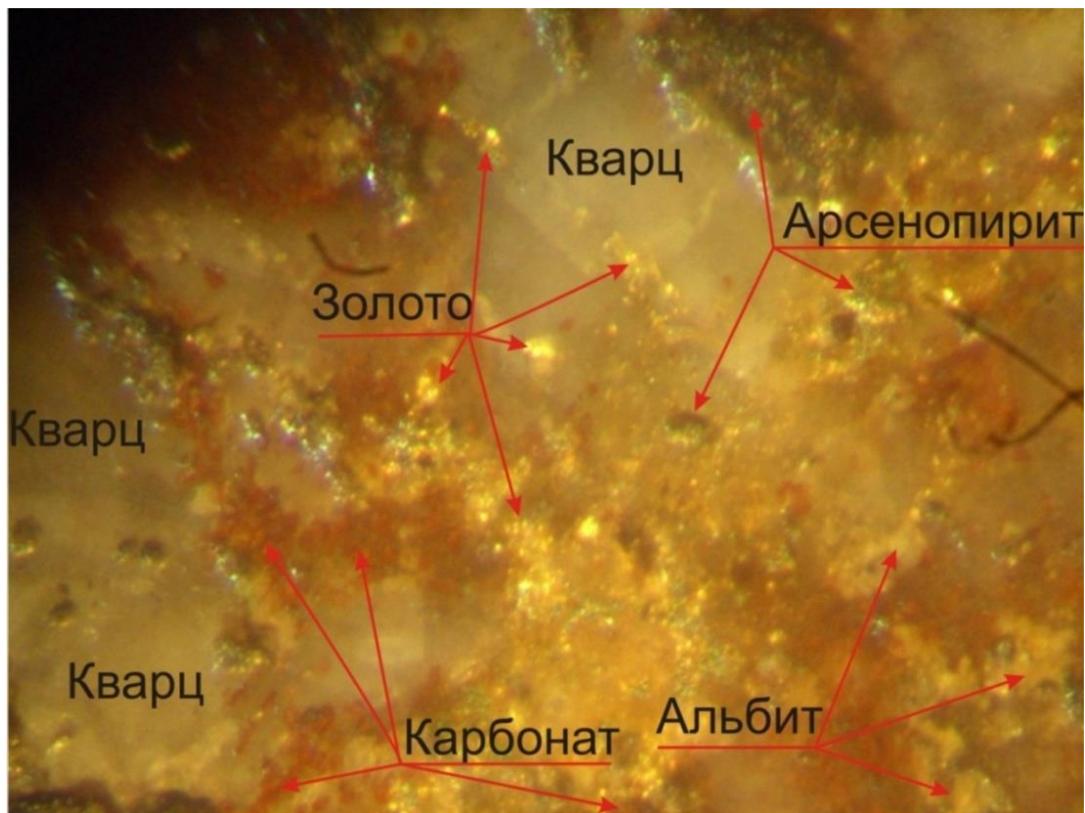


Рисунок 52. Карбонат-кварц-альбитовый метасоматит с золотом и арсенопиритом.
Увеличение 87.5^x



Рисунок 53. Карбонат-кварц-альбитовый метасоматит с доломитом, арсенопиритом и золотом. Увеличение 50^x

Генезис золотой минерализации Пакрутского месторождения по характеру тесной связи с околорудным метасоматозом и другими признаками следует считать гидротермально-метасоматическим с жильно-вкрапленным типом оруденения.

Однако в размещении оруденения основная роль принадлежала процессам выполнения открытых полостей при подчинённой роли процессов замещения боковых пород. Последние были наиболее интенсивны только при формировании продуктов ранних стадий минерализации. Заключительные стадии сколько-нибудь значительных околожильных изменений не производили.

Как было отмечено выше, образование минеральных ассоциаций золоторудного месторождения Пакрут происходило в широком диапазоне температур 405-80⁰С, а золотого оруденения – 250-150⁰С.

О форме переноса золота во флюидах у последователей нет единого мнения. Наиболее приемлемой, на наш взгляд, является точка зрения В.В.

Щербины (1966). По его данным, золото переносится щелочными растворами в виде соединения NaAuS_2 или Na_3AuS_3 . С позиции этой гипотезы можно легко объяснить парагенезис золота с сульфидами.

Для месторождения характерен чёткий структурный контроль оруденения. Все рудные тела находятся в зоне Графитового разлома, главным образом в оперяющих нарушениях. Пересечение разрывов различной ориентировки привело к образованию сложной системы сообщающихся каналов. Это обусловило изменчивую форму и сложное внутреннее строение рудных тел. Однако решающее влияние на размещение рудных тел играли трещинным структурам, оказавшимся проницаемыми для рудоносных растворов продуктивных стадий минерализации. Прожилково-вкрапленный тип оруденения и мелкокристаллический характер выделений сульфидов свидетельствует о том, что формирование рудных тел происходило в стеснённых условиях при преобладании сил сжатия.

Для золотого оруденения Пакрутского месторождения предполагается связь гидротермальной минерализации с подкоровым источником вещества (Набиев, 2016). Об этом свидетельствуют приуроченность месторождения к региональному разлому глубокого заложения, присутствие в зоне Пакрутского разлома углеродосодержащих метасоматитов восстановленного характера и нахождение на площади месторождения пород субщелочных габброидов и базальтоидов.

Роль глубинных разломов, как возможных путей подъема рудного вещества с мантийных глубин, общеизвестна. По данным многих исследователей (Таусон, 1974; Петровская, Сафонов, 1976; Фаворская и др., 1974; Фаворская, Виноградов, 1980; Коробейников 1987), глубинные разломы являются возможно оказались путями подъема рудного вещества с подкоровых глубин.

Для метасоматитов восстановительного характера на месторождении, локализующиеся в зоне Пакрутского разлома, характерна ассоциация самородных металлов (железа, цинка, алюминия, меди) с углеродом нулевой

валентности. Это свидетельствует о том, что привнес осуществлялся, по-видимому, восстановленными существенно углеводородными глубинными флюидами в виде металлоорганических соединений (Таусон и др. 1984; Таусон, 1988). Возможность наличия углеводородов глубинного происхождения подтверждена многочисленными конкретными примерами (Дегазация..., 1980).

Присутствие на площади объекта даек и трубок взрыва субщелочных габброидов и базальтоидов, которые рассматривающиеся в качестве индикатора тектонической активизации и начальный период вскрытия глубинных (мантийных) камер с рудоносными флюидами, может свидетельствовать о том, что источниками этих пород и рудообразующих золотоносных флюидов могли быть одни и те же мантийные образования (Коробейников А. Ф. 1979; 1981; 1969; 1971).

При этом, дайки камптонитов и мончикитов и рудообразующие растворы использовали, вероятно, одни и те же проницаемые структуры. Можно предположить и генетическую связь золотого оруденения с отмеченными дайками. В пользу такого предположения может свидетельствовать пространственная и временная сближенность оруденения с дайками камптонитов и мончикитов и повышенное против кларка содержание золота в них. В этих породах содержание золота в отдельных пробах достигает 0.2-1г/т. По данным С.Д. Шер (1974), базальтоидная магма играет ведущую роль в формировании золотого оруденения, являясь главным «поставщиком» этого металла из более глубоких геосфер.

Еще одним признаком мантийности источника рудоносного флюида может явиться также наличие в рудах месторождения теллуридов (на месторождении Пакрут встречаются алтаит и гессит). Известно, что они свойственны объектам фемического профиля, связанными с развитием базальтоидного магматизма (Бахтина, 1985; Сазонов и др., 1989). В.Н. Сазонов с соавторами (Сазонов и др., 2001) считают, что золото на уровень

локализации рудных тел поступало с более глубоких горизонтов по зоне разлома, контролирующего месторождение.

В верхних горизонтах Пакрутского месторождения находится сурьмяная и баритовая минерализация, что указывает на близповерхностный характер оруденения в нем и слабой его эродированности. Эту особенность Н.В. Петровская и др. (Петровская и др., 1974; Коробейников 1987) предлагают использовать для поисков скрытого оруденения. Еще одним показателем слабой эродированности объекта является нахождение в нем теллуридов. По данным Р.И. Конеева с соавторами (Конеев и др., 2005), присутствие в рудах таких минералов считается надежным индикатором скрытого оруденения и слабой эродированности объекта.

В золоторудных месторождениях геохимию золота и серебра обычно определяют некоторые элементы, в частности As и Sb. На самом деле, в минералах, концентраторах золота на месторождении, повышено содержание этих элементов. Например, в пирите концентрация мышьяка определяется 2500 г/т, а в арсенопирите содержание сурьмы достигает 106 г/т. Кроме того, косвенным поисковым критерием золотого оруденения пакрутского типа может служить железистый доломит.

В формировании золотого оруденения на месторождении ведущая роль принадлежит продуктам гидротермальной переработки вмещающих сланцев. Основная масса промышленного оруденения сконцентрирована в пределах внутренней зоны метасоматической колонки. В целом наблюдается закономерная связь между этими образованиями и интенсивностью рудной минерализации. Метасоматиты приурочены к разрывным нарушениям и обычно имеют форму линзовидных тел и гнезд неправильной конфигурации. Особенно интенсивная гидротермальная переработка сланцев происходила в местах сгущений и пересечений разрывов. Размеры образований метасоматитов колеблются в очень широких пределах – от узких полосок до протяженных на сотни метров тел мощностью в десятки метров.

Наиболее распространенным типом гидротермально-метасоматических образований на месторождении является карбонатизация вмещающих пород. Менее развиты метасоматиты карбонат-кварц-альбитового и кварц-серицитового (березитоподобного) составов (Коробейников, 1977; 1971). Наряду с отмеченными типами метасоматитов на месторождении встречаются тонкопрожилковая хлоритизация и прожилково-вкрапленная гематитизация, а также дорудные метасоматиты восстановленного характера с частичным перераспределением углеродистого вещества.

Карбонатизация выражена в замещении железо-магнезиальных силикатов пород, главным образом хлорита, железо-магнезиальными карбонатами. Этот тип метасоматитов в большинстве своём не имеет четких границ, хотя метасоматиты, главным образом, локализируются в разломах и оперяющих их зонах трещиноватости. Вне зон разломов карбонатизация выражена в виде расплывчатых пятен (Набиев, 2017ф; 2018ф). Карбонатные метасоматиты распространены не только по площади, но и на глубину. Продукты этого типа метасоматитов зафиксированы на высотных отметках от 1900 до 2900 м.

Карбонат-кварц-альбитовые метасоматиты распространены внутри зон и полей карбонатизированных сланцев. Они образуют в них узкие зоны и компактные тела, имеющие обычно линзовидную форму, согласную со сланцеватостью. Реже они встречаются вид секущих изометрических тел. Максимальная мощность тел карбонат-кварц-альбитовых метасоматитов достигает 10-15 м при протяженности до 100-150 м. Следует отметить, что значительные скопления этого типа метасоматитов локализованы вдоль наиболее крупных разломов. Проявления карбонат-кварц-альбитовых метасоматитов прослежены на глубину порядка 400 м от дневной поверхности.

Кварц-серицитовые (березитоподобные) метасоматиты проявлены на месторождении весьма ограниченно и образуют небольшие компактные тела. Наиболее значительным является тело мощностью 5-7 м при протяженности

около 150 м. Кварц-серицитовые метасоматиты встречаются в виде жил, гнезд, блоков и клиньев, ограниченных разрывными нарушениями. Они всегда располагаются в пределах более широких карбонатных или карбонат-кварц-альбитовых метасоматитов.

Гематитизация тесно связана с карбонат-кварц-альбитовыми метасоматитами. Тонкие прожилки гематита пронизывают эти метасоматиты, либо образуют оторочки по контактам жилок железо-магнезиальных карбонатов. Реже гематит локализуется в карбонатизированных породах, ещё меньше – неизмененных сланцах.

Хлоритизация развивается в виде тонких прожилков или каёмки вдоль жилок кварца. Она имеет незначительное развитие в альбититовых или березитоподобных метасоматитах.

Следует отметить, что сами метасоматиты в большинстве случаев не несут промышленного оруденения, но они являются одним из важнейших поисковых критериев.

На месторождениях некоторых полезных ископаемых, в том числе и золоторудных, описаны специфические дорудные метасоматиты восстановленного характера (Томсон, 1988). К ним он относит углерод-титанистый и биотитовый типы минерализаций, образовавшихся при догидротермальных процессах минерализации. Локализуются эти метасоматиты в зонах глубинных разломов, трещинных зонах и зонах смятия, тектонических брекчиях и милонитах. Для этих образований характерна ассоциация самородных металлов с углеродом нулевой валентности, свидетельствующая о том, что привнос осуществлялся восстановленными существенно углеводородными глубинными флюидами в виде металлоорганических соединений (Томсон и др., 1984).

Такие углеродсодержащие метасоматиты встречаются и на Пакрутском месторождении. Они образуют полосу шириной от 15-20 до 200 м при протяженности в несколько сот метров. В них наблюдается мелко распылённое углеродистое вещество, содержание которого колеблется от

долей процента до 5%. Наиболее высокие его содержания отмечены в зоне Графитового разлома. Приуроченность углеродистого вещества только к породам ослабленных зон может явиться свидетельством глубинного (мантийного) их происхождения. Подтверждением этому может служить присутствие в этих метасоматитах акцессорных самородных металлов – железа, цинка, алюминия и меди. Возможность наличия углеводородов глубинного происхождения подтверждена многочисленными конкретными примерами (Дегазация земли., 1980). Следует отметить, что последующее наложение на углеродсодержащие породы предрудных гидротермальных метасоматитов (кварц-карбонат-серицит-альбитовых) привело к их преобразованию и заимствованию из них рудных элементов. Углеродистые метасоматиты на золото специализированы слабо или вовсе не специализированы, несмотря на то, что золото, главным образом, развито в них. По всей вероятности, углеродистое вещество в данном случае играло роль осадителя золота, а не поставщика.

Анализы углеродистого вещества, проведенные различными исследователями в различных лабораториях, не показали наличия в метасоматитах графита. В них углерод находится в начальной стадии упорядочения кристаллической решётки.

Относительно возраста месторождения Пакрут отметим следующее. Рудообразующие процессы на этом месторождении развились после внедрения магмы субщелочных габброидов и базальтоидов, представленных дайками камптонитов и мончикитов. Эти породы можно рассматривать как индикатор тектонической активизации и как начальный период вскрытия глубинных (мантийных) камер с рудоносными флюидами. Следовательно, возраст оруденения можно определить по взаимоотношению золотоносных пород с дайками камптонит-мончикитового состава. Многочисленные полевые наблюдения однозначно указывают на наложение продуктивной золотоносной минерализации на указанные дайки. В то же время, последние секут слабоизмененные вмещающие сланцы с убогим золотым оруденением.

Учитывая, что дайки камптонитов и мончикитов относятся к комплексу пермь-триасовых (по данным Р.Б. Баратова и др., 1970 – триас-юрских) малых интрузии субщелочных габброидов и базальтоидов, возраст золотой минерализации может датироваться как границей триаса и юры (Буряк и др., 1978 – 1981; Хасанов, Мамадвафоев, 1978; Мамадвафоев, Хасанов, 2008). Однако генетическая связь золотого оруденения с щелочными габброидами и базальтоидами не обязательна. Магматические расплавы и гидротермальные флюиды могли использовать лишь одни и те же проницаемые структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Основным фактором рудолокализации на Пакрутском месторождении является сочетание пликативных и дизъюнктивных нарушений в пределах единой Барзангинской (Пакрутской) грабен-антиклинальной структуры. Промышленное оруденение приурочено к серии линейных субпараллельных тектонических нарушений, вдоль которых развиты метасоматиты с сульфидной минерализацией.
2. Формирование месторождения происходило в условиях циклично-развивающихся дизъюнктивных подвижек, синхронных с проявлением стадийного развития минерализации. На месторождении выделены четыре стадии, с двумя из которых (ранняя продуктивная кварц-золото-карбонатно-сульфидная и поздняя кварц-карбонат-барит-блеклорудная) связано золотое оруденение. В размещении продуктов различных стадий наблюдается вертикальная зональность: минерализация первых двух стадий локализуется преимущественно в нижних горизонтах, третьей стадии - нижних и средних, а четвертой стадии в верхних приповерхностных частях месторождения.
3. На Пакрутском месторождении выявлено около 60 минералов, четыре из которых (железистый доломит, буланжерит, бурнонит, фрейслебенит) описаны автором впервые. Основными концентраторами золота на месторождении являются сульфиды, в первую очередь пирит и арсенопирит. Железистый доломит является типоморфным минералом продуктивных золотосодержащих стадий минералообразования, наличие которого может явиться указателем присутствия в минеральных ассоциациях с ним золота.
4. На месторождении установлена вертикальная зональность и распределение золотоносных минеральных ассоциаций: в нижней части месторождения преобладает пирит-арсенопиритовая, в средней-полиметаллическая, а в верхней – антимонит-сульфосольная. В верхней части месторождения развита также баритовая минерализация, наличие залежей которых на

Пакруте является индикатором и показателем малой эродированности объекта.

5. Образование минеральных ассоциаций Пакрутского месторождения происходило в широком диапазоне температур – 405-80⁰С, с палеотемпературным градиентом от 15-18 до 20-22⁰С, а золотого оруденения - при температурах от 250 до 150⁰С. Минералообразующие флюиды по составу были преимущественно гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевые.
6. Золото связано с ранней и поздней продуктивными стадиями минерализации. Золото I связано с кварц-карбонат-сульфидной ассоциацией третьей стадии. Золото II выделяется в заключительной, четвёртой стадии. Здесь оно ассоциирует с пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом поздних генераций. Золото месторождения Пакрут отличается химической чистотой.
7. Для золотого оруденения Пакрутского месторождения предполагается связь с подкоровым источником вещества. Об этом свидетельствуют приуроченность месторождения к региональному разлому глубокого заложения, присутствие в зоне Пакрутского разлома углеродосодержащих метасоматитов восстановленного характера и нахождение на площади месторождения пород субщелочных габброидов и базальтоидов.

ЛИТЕРАТУРА

Фондовая

1. Буряк А.В., Кузнецов Н.И. и др. Оценка перспектив рудопроявления Пакрут (Отчет Пакрутской партии за 1975-1978 гг.). Душанбе, 1978.
2. Буряк А.В., Рокотов Ю.П. и др. Поисково-оценочные работы на флангах месторождения Пакрут (Отчет Пакрутской партии за 1978-1980 гг.). Душанбе, 1981.
3. Виноградов П.Д. Зеравшано–Гассарский сурьмяно-ртутный пояс. ВСЕГЕИ. Ленинград, 1957.
4. Вихтер Б.Я., Левитан Г.М. и др. Изучение золотоносности Южного Тянь-Шаня с целью выбора наиболее эффективных направлений поисковых работ в главных золоторудных районах. Москва 1982.
5. Волочкович К.Л. Региональные типы структур центральной части Южного Тянь-Шаня, их связь с металлогенией. // Металлогенические и геологические исследования. М., Изд. ИМГРЭ, 1971, вып.2.
6. Евстафьев С.А. и др. Геолого-геофизическая съемка масштаба 1:50000 (Отчет Руфигарской ПСП за 1971-1972 гг.). Душанбе, 1973.
7. Космынин Е.А. и др. Отчёт Кафандарской ПСП по работам 1968-1970гг., 1 кн. 403 л. т. г. Душанбе, 1971.
8. Кутенец В.А. и др. Отчёт Такалийской ПСП за 1957 г. 4 кн. 436 л. т. Сталинабад, 1958.
9. Кутенец В.А., Мушкин И.В. Отчет Кухистанской тематической партии по работам за 1962-1963 гг. по теме: «Интрузивные комплексы Южно-Гиссарской структурно-фациальной зоны». Душанбе, 1964.
10. Куземко В.Н., Гнутенко Н.А. и др. Отчет по теме: «Условия локализации эндогенного оруденения юга Зеравшано-Гиссарской зоны (левобережье р. Ягноб – верховье р. Сардаи-Миена). Львов, 1982.
11. Кузнецов Н.Н., Коротич Н.Ф. и др. Поисковые работы в районе Горифской интрузии (Отчет Горифской ПРП по работам 1973-74гг.) Душанбе, 1975.

12. Кутенец В.А., Мушкин И. В. Отчет Кухистанской тематической партии по работам за 1962-1963 гг. по теме: «Интрузивные комплексы Южно-Гиссарской структурно-фациальной зоны». Душанбе, 1964.
13. Литвиненко К.И., Сальникова Р.Н., Нестеров В.Г. и др. Прогнозно-металлогеническая карта Центрального Таджикистана масштаба 1:200000 и объяснительная записка к прогнозно-металлогенической карте Южно-Гиссарской структурно-формационной зоны масштаба 1:200 000 (в 2-х томах). Душанбе, 1978.
14. Муфтиев З.З. Геологическое строение трапеции J-42-29 (Джиджик). Душанбе, 1957.
15. Файзиев А.Р., Фозилов М.М., **Набиев Н.Ф.** и др. Отчёт по научно-исследовательской работе «Изучение минерало-геохимических особенностей эндогенного минералообразования (на примере некоторых месторождений Таджикистана)» за период 2013-2017гг. Душанбе – 2017г.
16. **Набиев Н.Ф.** Техничко-экономическое обоснование (ТЭО) параметров кондиций золоторудного месторождения Тарор. Душанбе – 2017г.
17. **Набиев Н.Ф.** Отчет по пересчёту запасов золота блока 100-С₂ участка Дондушкан россыпного месторождения золота Яхсу по состоянию 01.01.2018г. Душанбе – 2018.
18. **Набиев Н.Ф.** Отчет по пересчёту запасов полезных ископаемых (Au, Ag, Cu) месторождения золота Тарор г. Пенджикента Согдийской области Республики Таджикистан. Душанбе – 2018.
19. Сушков В.И., Волков В.П. и др. Прогнозно-металлогеническая карта Центрального Таджикистана на золото м-ба 1:200000. Душанбе, 1972.
20. Умаров М. и др. Отчет «О предварительной разведке золоторудного месторождения Пакрут» за 2005-2008гг., с подсчетом запасов по состоянию на 28.12.2008г., Душанбе, 2008.
21. Хасанов А.Х., Мамадвафоев М.М. Рудоносность (олово, золото) малых интрузий Восточного Гиссара (заключительный отчет). Отчет о научно-

исследовательских работах. Госрегистрационный номер 80031859. Душанбе, 1981.

22. Шванц А.А., Коваленко Л.И. и др. Отчёт по геолого-геофизическим работам Северо-Варзобской партии за 1963-64 гг. (в 3-х томах). Душанбе, 1965. 43 л.

Опубликованная

23. Али А.А., Киселёва Г.Д. и др.. Условия формирования руд и состав рудообразующих флюидов Ново-Широкинского золото-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Тез. докл. XV Всеросс. конф. по термобарогеохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2012, с. 8-9.
24. Андамов Р.Ш. Сеймотектонические условия верховьев бассейна реки Сардаимиена и сопредельной территории (Центральный Таджикистан) / Р.Ш. Андамов, Ш.Ф. Валиев, **Н.Ф. Набиев**, Ш.А. Одинаев // Материалы международной научно-практической конференции «Совершенствование прогнозирования и управления стихийными бедствиями», посвященной десятилетию кафедры «Защита в чрезвычайных ситуациях» и Учебного, научно-технического центра «Развитие гражданской защиты» КРСУ и МЧС КР. Бишкек: 2016, с. 136-140.
25. Бабаев А.М. Новейший тектогенез зоны сочленения Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии. – Душанбе: Дониш., 1975. 141 с.
26. Баратов Р.Б., Кухтиков М.М., Мушкин И.В. и др. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. – Душанбе: Дониш, 1970.
27. Бахтина А.П. Состав и закономерности формирования метасоматитов золото-полиметаллического месторождения Урала. // Автореф. к. геол.-мин. н. Свердловск, 1985, 24 с.
28. Василенко В.Н., Васильев Б.Д., Куршев С.А. Режимные параметры формирования самородного золота в колчеданных рудах Сев. Кавказа, на золоторудных месторождениях Юга Сибири и Дальнего Востока. //

- Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, с. 136-154.
29. Волочкович К.Л. Региональные типы структур центральной части Южного Тянь-Шаня, их связь с металлогенией. // Металлогенические и геологические исследования. М.: Изд. ИМГРЭ, 1971, вып.2.
30. Дегазация Земли и геотектоника. – М.: Наука, 1980, 281с.
31. Дженчураева Р.Д. Геодинамика, металлогения и рудогенез (на примере Тянь-Шаня и прилегающих территорий). – Бишкек: Илим, 2010, 224 с.
32. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. – М.: Мир, 1966, т.5, 408 с.
33. Долгов Ю.А. Геологическая интерпретация температур и давлений при минералообразовании. // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965, с. 72-80.
34. Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш., Бакуменко И.Т. Метод определения давления во включениях с помощью совместного применения гомогенизации и криометрии. // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968, Т. II, с. 9-18.
35. Ермаков Н.П. Исследование минералообразующих растворов. – Харьков: Изд-во ХУ, 1950, 160 с.
36. Ермаков Н.П. Термометрия глубинных процессов рудообразования. // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965, с. 7-23.
37. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. – М.: Недра, 1972, 376 с.
38. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. – М.: Недра, 1979, 271 с.
39. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Науковая думка, 1982, с. 21-27.
40. Калюжный В.А. Методи вивчення багатофазових включень у мінералах. – Київ: Вид-во АН УРСР, 1960. 182 с.
41. Конеев Р.И., Кушмурадов О.К., Турусобеков А.Х., Баранова Т.Н. Распространённость и значение теллуридов и селенидов в рудных

- месторождениях Кураминской металлогенической зоны (Западный Тянь-шань). // Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение. Ташкент, 2005, с.159-161.
- 42.Коваленкер В.А., Русинов В.Л., Плотинская О.Ю. Золотоносные порфирово-эпитеpmальные флюидно-магматические системы: геологическая характеристика и металлогеническое значение. // Тр. Междунар. научно-практич. конфер.: Проблемы рудн. месторожд. и повышения эффект. геолого-разв. работ. Ташкент, 2002, с. 148-151.
- 43.Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. Новосибирск, 1987, с 57-63.
- 44.Коробейников А. Ф. Особенности поведения золота при площадном и локальном метасоматозе гранитоидных интрузии Саяно-Алтайской складчатой области. — Геохимия, 1977, № 2, с. 288—297.
- 45.Коробейников А. Ф., Баженов В. И., Кучеренко А. В., Осипов Л. Г. Гидротермально измененные породы золоторудных полей Саяно-Алтайской складчатой области и их поисковое значение. — В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Т. II. Алма-Ата: изд. ОНТИ КазИМС, 1971, с. 96—104.
- 46.Коробейников А. Ф. Состав и свойства минералообразующих растворов золоторудных месторождений Саяно-Алтайской складчатой области по включениям в минералах. — В кн.: Параметры природного эндогенного рудообразования. Ч. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 161—174.
- 47.Коробейников А. Ф. Новый тип золотого оруденения в щелочных метасоматитах. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 1, с. 179—182.
- 48.Коробейников А. Ф., Шубин Г. В. Золотоносные альбититы Кузнецкого Алатау и Центрального Забайкалья.— Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1969, вып. 36, ч. 2, с. 40—44.
- 49.Коробейников А. Ф., Шубин Г. В. О золотоносных щелочных метасоматитах. — В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Т. II. Алма-Ата: изд. ОНТИ КазИМС, 1971, с. 104—113.

50. Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. – М.: Недра, 1972, 320 с.
51. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. – Душанбе: Дониш, 1968, 248с.
52. Кухтиков М.М. Основные черты альпийской тектоники Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1983. Т. 58. Вып. 4, с.3-15
53. Кушнарёв И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. – М.: Недра, 1982, 165 с.
54. Лазаренко Е.К. Минералогия. – М.: Высшая школа, 1971, 608 с.
55. Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В. Влияние концентрации на температуру гомогенизации систем, состоящих из водных растворов солей // Зап. ВМО, ч. 85, выпуск 3, 1956, с. 310-320.
56. Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В. Соотношения термодинамических параметров P-T-V для воды и 30%-х водных растворов NaCl // Зап. ВМО, ч. 85, выпуск 4, 1956. с. 529-534.
57. Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В. Соотношения основных термодинамических параметров для части системы H₂O-NaCl // Геохимия №2, 1961, с. 133-142.
58. Ляхов Ю.В., Павлун Н.Н., Пизнюр А.В., Попивняк И.В. Термобарогеохимия золота. – Львов: Свит, 1995, 280с.
59. Мамадвафоев М.М., Кривошекова Н.И., Хасанов А.Х.. К петрографической и геохимической характеристике пироксеновых модулей из трубки взрыва Кальтакуль (Гиссарский хребет). // Магматизм и геолкарта – 50 Средней Азии. Материалы Всесоюзного петрографического совещания. Душанбе, Дониш, 1986, с.105-107.
60. Мамадвафоев М.М., Хасанов А.Х. О лиственизации в щелочных базальтоидах и глубинных ксенолитах из трубки взрыва Кальтакуль в Центральном Таджикистане. // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1992, №5.

61. Мамадвафоев М.М., Хасанов А.Х., Кривошекова Н.И., Ниёзов А.С. Раннепермский магматизм и ртутно-сурьмяное оруденение Зеравшано-Гиссарского рудного пояса. – Душанбе: Недра, 2010, 135 с.
62. Минералы. – М: Изд-во АН СССР, 1960, т. 1, 618 с.
63. Могаровский В.В., Лутков В.С. К геохимии гранито-гнейсового слоя земной коры Южного Тянь-Шаня. // Докл. АН Тадж. ССР, т.24, №1, 1981.
64. Марковский А.П., Виноградов П.Д., Овчинников и др. Тектоника Центрального Таджикистана. // Геология СССР, т. 24, ч. 1, – М.: Госгеолтехиздат, 1959.
65. Морозов С.А. О месте кристаллизации самородного золота в общей схеме процессов минералообразования на месторождениях Центрального Таджикистана. // Изв. АН. Тадж. ССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. №1 (59), 1976. с.91-93.
66. Москалюк А.А. Применение метода водных вытяжек и изучение состава включений в минералах. Исследование минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах // Труды ВНИИСИМС, №14, 1971, с. 102-106.
67. Мязь Н.И., Симкив Ж.А. Методические разработки анализа водных вытяжек // Зап. ВМО, 1975. Вып. 4, с. 490-498.
68. Мязь Н.И., Комлева Ж.А., Руденко А.Ф. О методике проведения и обработки результатов водных вытяжек // Минералогическая термометрия и барометрия, т. 2. Москва: Наука, 1968, с. 83-86.
69. **Набиев Н.Ф.**, Файзиев А.Р. Кварц Пакрудского золоторудного месторождения (Центральный Таджикистан) // Вестник Таджикского национального университета, 1/1 (156). Серия естественных наук. Душанбе: Сино, 2015, с. 299-301.
70. **Набиев Н.Ф.**, Файзиев А.Р. Карбонаты Пакрутского месторождения (Центральный Таджикистан) // Доклады АН РТ. Т. 58, №1, 2015, с. 72-77.
71. **Набиев Н.Ф.** Тектоническое строение площади месторождения Пакрут (Южный склон Гиссарского хребта) // Материалы научно-теоретической

конференции профессорско-преподавательского состава и студентов, посвященной 17-годовщине Государственной независимости РТ, 1150-летию основоположника таджикско-персидской литературы Абуабдулло Рудаки и году Таджикского языка. Часть I. Душанбе: ТНУ, 2008, с. 166-167.

72. **Набиев Н.Ф.**, Файзиев А.Р. Барит золоторудного месторождения Пакрут (Центральный Таджикистан) // Международная научно-практическая конференция, посвященная десятилетию действий «Вода для жизни» Материалы международной научно-практической конференции 24 апреля 2015 года. Чкалов: ТКМТ, 2015.с. 53-54.
73. **Набиев Н.Ф.** Стратиграфия Пакрутского рудного поля (Южный склон Гиссарского хребта) // Материалы научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и студентов, посвященной 17-годовщине Государственной независимости РТ, 1150-летию основоположника таджикского-персидской литературы Абуабдулло Рудаки и году Таджикского языка. Часть I. Душанбе: ТНУ, 2008, с. 163-164.
74. **Набиев Н. Ф.**, Файзиев А. Р. Пакрутское золоторудное месторождение (Центральный Таджикистан) и особенности его генезиса // Известия УГГУ. 2016. Вып. 3(43). С. 29–33. DOI 10.21440/2307-2091-2016-3-29-33
75. **Набиев Н.Ф.** Генетические особенности Пакрутского золоторудного месторождения (Центральный Таджикистан) / Н.Ф. Набиев, А.Р. Файзиев // Материалы научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и сотрудников ТНУ, посвященной 25-летию Государственной независимости РТ. Душанбе: ТНУ, 2016, с. 613-614.
76. **Набиев Н.Ф.** Стадии образования минералов на месторождении золота Пакрут / Н.Ф. Набиев // Материалы научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и сотрудников ТНУ, посвященной 25-летию Государственной независимости РТ. Душанбе: ТНУ, 2016, с. 183-184.

77. **Набиев Н.Ф.** Роль углеродистого вещества как осадителя золотого оруденения Пакрутского месторождения / Н.Ф. Набиев // Материалы научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и сотрудников ТНУ, посвященной «20-ой годовщине Дня национального единства» и «Году молодёжи». Душанбе: ТНУ, 2017, с. 567-568.
78. Петровская Н.В. Самородное золото. – М.: Наука, 1973, 348 с.
79. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г. Источники рудного вещества эндогенных месторождений золота // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. – М., 1976, с. 307-320.
80. Петровская Н.В., Тимофеевский Д.А., Бородаевский Н.И. Эндогенная зональность золоторудных полей. // Зональность гидротермальных рудных месторождений. М: Наука, 1974, с. 86-122.
81. Пизнюр А.В. Основы термобарогеохимии (методы термометрии) Часть I.–п Львов: Вища школа, 1973, 106с.
82. Пизнюр А.В. Основы термобарогеохимии (методы барометрии). Часть II. –Львов: Вища школа, 1973, 82с.
83. Пизнюр А.В. Основы термобарогеохимии (исследование состава и концентрации растворов). – Львов: Вища школа, 1975, 108с.
84. Пизнюр А.В. Основы термобарогеохимии. – Львов: Вища школа, 1976, 96с.
85. Пизнюр А.В. Основы термобарогеохимии. – Львов: Вища школа, 1986, 12с.
86. Пизнюр А.В. Зависимость количества и качества оруденения от перепадов термобарогеохимических параметров минералообразования. // В сб.: Термобарогеохимия эндогенных систем. Душанбе, 1998, с. 27-30.
87. Рафаилович М.С. Метасоматиты и золотое оруденение складчатых поясов Казахстана. // Тр. Междунар. научно-практич. конфер.: Проблемы рудн. месторжд. и повышения эффект. геолого-разв. работ. Ташкент, 2002, с. 342-344.
88. Роеддер Э. Флюидные включения в минералах (Природа включений и методы исследования). т. 1. – Москва: Мир, 1987, 588с.

- 89.Роеддер Э. Флюидные включения в минералах (Использование включений при изучении генезиса пород и руд). т. 2. Москва: Мир, 1987, 632с.
- 90.Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. - Екатеринбург, 2001, 622 с.
- 91.Сазонов В.Н., Попов Б.А., Григорьев Н.А. и др. Коромантийное оруденение в сиалических блоках эвгеосинклинали. – Свердловск: УрО АН СССР, 1989, 113с.
- 92.Смит Ф.Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах. – М.: ИЛ,1956, 166 с.
- 93.Сулейманов М.О., Агишева Ф.Х. Перспективы расширения минерально-сырьевой базы Чадакского золотодобывающего предприятия. // Узбекистан олтин конлари: геологияси ва саноат турлари. Тошкент, 1998.
- 94.Таджибеков М. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. – Душанбе: Дониш. 2005, 250 с.
- 95.Таджибеков М.Т., Андамов Р.Ш. Геологическое обоснование сейсмической опасности территории верхней части бассейна реки Сардаи-миена (Гиссарский хребет) // Депонировано в НПИЦентре Душанбе, 2009, 48 с.
- 96.Таджибеков М.Т., Андамов Р.Ш. Проявления неотектонических движений в долине верхней части бассейна реки Сардаи-миена (Гиссарский хребет). // Материалы научной конференции «Перспективы использования водно-энергетических ресурсов Таджикистана в условиях изменения климата». Душанбе, 2009, с. 78-92.
- 97.Таджибеков М., **Набиев Н.Ф.** Фанерозойский этап развития тектонических структур и роль дизъюнктивных нарушений в формировании Пакрутского месторождения (Зеравшано-Гиссарская зона) // Вестник Таджикского национального университета, 1/4 (168). Серия естественных наук. Душанбе: Сино, 2015 с. 266-274.
- 98.Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. – М.: Недра, 1988, 215с.

99. Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П. и др. Графит-ильменит-сульфидная минерализация в районах Востока СССР // Геология рудн. месторожд., № 6, 1984, с. 19-31.
100. Файзиев А.Р., Морозов С.А., Могаровский В.В. и др. Термобарогеохимические условия становления важнейших гипогенных месторождений Таджикистана. // Термобарогеохимия эндогенных систем. Душанбе, 1998, с. 20-26.
101. Файзиев А.Р., **Набиев Н.Ф.** Сульфосоли Пакрутского золоторудного месторождения (Центральный Таджикистан) // Доклады АН РТ, Т. 56, №10, 2013, с. 815-820.
102. Файзиев А.Р., **Набиев Н.Ф.**, Буряк А.В. Сульфиды Пакрутского золоторудного месторождения (Центральный Таджикистан) // Известия АН РТ, отд. Физ. Мат. Хим. геол. и техн. Наук, №4 (153), 2013, с. 122-130.
103. Файзиев А.Р., **Набиев Н.Ф.** Стадийность и особенности минералогии Пакрутского золоторудного месторождения (Центральный Таджикистан) // Проблемы и перспективы современной минералогии (Юшкинские чтения-2014): материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2014, с. 46-47.
104. Файзиев А.Р., Махмадалиев А.Г., Сафаралиев Н.С., **Набиев Н.Ф.** Температура и состав минералообразующих растворов стратиформных месторождений Бальджуанского рудного района // Доклады АН РТ, Т. 59, №1-2, 2016, с. 73-78.
105. Файзиев А. Р., **Набиев Н. Ф.** Генезис Пакрутского золоторудного месторождения (Центральный Таджикистан) // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. с. 225-227.
106. Хасанов А.Х., Мамадвафоев М.М., Кривошекова Н.И. Петролого-геохимические особенности щелочных базальтоидов верховье р. Сардаи Миёна (Южный Гиссар) // Изв. АН Тадж. ССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, №1, 1986, с-45-49

107. Хасанов А.Х. Мамадвафоев М.М. Ниёзов А.С.. Вертикальная зональность эндогенных ореолов на одном из золоторудных проявлений Центрального Таджикистана и ее использование при поисках и разведке // Изв. АН Тадж. ССР. №4. Отд. физ-мат, хим. и геол. наук, 1983.
108. Хасанов А.Х., Мамадвафоев М.М., Ефименко В.Н. и др. Новые данные о геологии и возрасте кварц-золоторудного месторождения Гиссарского хребта. Изв. АН Тадж. ССР, Отд. физ-мат, хим. и геол. наук, №4. 1978,
109. Хитаров Д.Н. Некоторые методические вопросы определения химического состава газовой-жидких включений в минералах с помощью водных вытяжек // Минералогическая термометрия и барометрия. т. 2, Москва: Наука, 1968, с. 76-80.
110. Хитаров Д.Н., Учаймешвили Н.Е. Исследование ошибок, связанных с разными способами приготовления водных вытяжек // Теория и практика термобарогеохимии. Москва: Наука, 1978, с. 229-236.
111. Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. – Фрунзе: Илим, 1972. Кн. 2, 225 с.
112. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.
113. Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). – М.: Недра, 1974, 256 с.
114. Щербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алтае и Горном Алтае. – Новосибирск: Наука, 1975. – 278 с.
115. Щербина В.В. Значение форм переноса химических элементов в образовании руд. // Геология рудн. месторожд., № 5, 1966, с. 3-11.
116. Юсупов Р.Г., Шаякубов Р.Ш. Акцессорные самородные металлы, интерметаллоиды и карбиды щёлочно-мафических формаций. // Зап. Узбекистан отд. ВМО, вып. 40, с. 3-5.
117. Roedder E. Fluid inclusions studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado // Econ. Geol., № 66, 1971,

118. Roedder E. Natural occurrence and significance of fluids indicating high pressure and temperature. // Chem. Earth, 13/14, 1981, p. 9-39.