

Федеральное государственное унитарное предприятие
«ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ
ИНСТИТУТ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ» (ФГУП ЦНИГРИ)

На правах рукописи

Кряжев Сергей Гаврилович

**ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА
ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ**

Специальность 25.00.11 – геология, поиски и разведка
твердых полезных ископаемых, минерагения

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва – 2017

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	4
1. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ (ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ).....	11
1.1. Типизация месторождений	11
1.2. Геолого-генетические модели месторождений.....	13
1.3. Геолого-геохимические особенности углеродисто-терригенных комплексов, вмещающих крупные золоторудные месторождения.	18
1.4. Изотопно-геохимические модели и флюидный режим рудообразования.	20
2. МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ	23
2.1. Определение параметров флюидного режима рудообразования.	23
2.1.1. Исследование индивидуальных флюидных включений	23
2.1.2. Валовый анализ состава флюидных включений.	34
2.2. Определение источников флюидных компонентов.	40
2.3. Определение источников рудного вещества.	42
3. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЭТАЛОННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ	49
3.1. Байкало-Патомское нагорье.	50
3.1.1. Характеристика эталонных месторождений.....	50
3.1.2. Изотопно-геохимическая зональность.....	69
3.1.3. Условия формирования золото-кварцевых жил	90
3.2. Центральнo-Колымский регион	97
3.3. Енисейский кряж.....	110
3.3.1. Месторождение Олимпиадинское.....	111
3.3.2. Месторождение Удерейское.....	128
3.3.3. Рудопроявление Южное	131
3.3.4. Месторождение Советское	133
3.4. Средняя Азия.....	145
3.4.1. Месторождение Мурунтау	145
3.4.2. Месторождение Кокпатас.....	207
3.4.3. Месторождение Кумтор.....	210

4. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ.....	220
4.1. Температура и давление при рудообразовании.....	220
4.2. Поиск факторов, определяющих золотоносность флюидных систем в углеродисто-терригенных комплексах.	222
4.3. Источники газовых компонентов золотоносного флюида.....	230
4.4. Вскипание флюида как возможная причина рудоотложения.....	234
4.5. Модель массопереноса в термостатированной гетерогенной минералообразующей среде.....	235
5. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ	246
5.1. Изотопно-геохимические критерии и их апробация.....	246
5.2. Термобарогеохимические критерии и их апробация	252
5.3. Рекомендации по совершенствованию прогнозно-поискового комплекса.....	258
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	263
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	265

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. В углеродисто-терригенных комплексах локализованы крупнейшие золоторудные месторождения России - Сухой Лог, Олимпиадинское, Нежданинское, Майское и др. В них заключено более половины всех запасов золота нашей страны, и именно они определяют генеральное направление производства этого металла на ближайшие десятилетия. Основные перспективы расширения отечественной минерально-сырьевой базы золота в первую очередь связаны с вероятностью обнаружения аналогичных рудных объектов в пределах обширных площадей распространения продуктивных толщ. Поэтому решение вопросов генезиса месторождений данного типа и научное обоснование обстановок их локализации весьма актуальны, поскольку выбор адекватного комплекса прогнозно-поисковых критериев и методов их выявления существенно влияет на результативность поисковых работ. Большое значение имеет также разработка и внедрение новых эффективных поисковых технологий, основанных на современных методах анализа минерального вещества. Опережающее выделение участков с возможной промышленной золотоносностью на больших территориях развития углеродисто-терригенных комплексов по комплексу количественных минералого-геохимических, изотопно-геохимических и термобаро-геохимических признаков позволит значительно сократить площади для постановки геолого-разведочных работ. Особую актуальность имеет решение проблем предварительной оценки перспектив известных проявлений золота, разбраковки многочисленных геохимических аномалий и прогноза скрытого оруденения.

Состояние проблемы. Происхождение крупных концентраций золота в углеродисто-терригенных комплексах остается предметом постоянных дискуссий, что в первую очередь связано с неоднозначностью оценки роли конседиментационных и эпигенетических процессов в рудообразовании. Предложенные для одного и того же месторождения генетические модели часто охватывают весь возможный диапазон мнений, от ортодоксальной плутоногенно-гидротермальной с признанием коллизионных гранитоидов как единственной рудогенерирующей формации, до осадочно-метаморфогенной при полном отрицании рудогенерирующей роли магматизма. В определенной мере это обусловлено двойственным характером размещения рудных концентраций, которые в большинстве случаев приурочены к определенным литолого-стратиграфическим уровням, но при этом обнаруживают тесную пространственно-временную связь с гранитными массивами и дайками пестрого состава. Поэтому большинством исследователей принята модель полигенно-полихронного рудообразования, включающая первичное накопление золотоносных осадков и последующее перераспределение и концентрирование металла в магматогенно-метаморфогенных системах.

Эта модель устраняет существующие противоречия, однако не дает ответ на главные вопросы: насколько важна роль конседиментационных процессов в формировании крупных месторождений, как искать области первичного рудонакопления на огромных территориях развития черносланцевых толщ, каковы масштабы и условия эффективного перераспределения и концентрирования золота метаморфогенными и магматогенными флюидными системами.

Цель исследований – решение проблемы генезиса золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах на основе изотопно-геохимических и термобаро-геохимических данных с разработкой соответствующих прогнозно-поисковых критериев.

Задачи исследований:

1. Определить наиболее информативные изотопно-геохимические и термобарогеохимические показатели, разработать методы их определения и принципы интерпретации аналитических данных.

2. Разработать модели формирования золоторудных месторождений в различных геологических обстановках на основе анализа минералого-геохимической, изотопно-геохимической и термобарогеохимической зональности с учетом пространственно-временных взаимоотношений оруденения с процессами осадконакопления, метаморфизма и магматизма.

3. Выявить возможные источники флюидных компонентов и рудного вещества в рудообразующих системах на основе данных по изотопному составу серы, углерода, кислорода, свинца, аргона и гелия. Оценить вклад мантийных и коровых источников, в первую очередь – пород рудовмещающих углеродисто-терригенных комплексов. Рассмотреть возможность использования изотопных показателей как критериев оценки масштабов оруденения.

4. Обосновать и апробировать комплекс изотопно-геохимических и термобарогеохимических прогнозно-поисковых критериев, в том числе:

- выявить изотопно-геохимические индикаторы обстановок, благоприятных для накопления потенциально продуктивных отложений;

- выявить отличительные признаки рудообразующих флюидных систем, сформировавших крупные золоторудные месторождения.

Фактический материал, методы исследования, личный вклад автора. В основу работы положены результаты полевых и лабораторных исследований пород и руд крупных золоторудных месторождений Средней Азии (Мурунтау, Кумтор) и Байкало-Патомского нагорья (Сухой Лог, Вернинское, Высочайшее), выполненных лично автором в период с 1984 по 2009 гг. Исследования проводились в рамках ряда госбюджетных и договорных тем, в которых автор принимал участие в качестве ответственного исполнителя.

Месторождения Енисейского кряжа (Олимпиадинское, Советское и др.) изучены на основе представительных коллекций каменного материала, в различные годы отобранного А.М.Гавриловым, О.В.Русиновой, А.П.Глуховым, С.В.Кузнецовой и другими геологами.

Месторождения Верхояно-Колымской провинции изучены по образцам, отобранным С.Ф.Стружковым, В.В.Аристовым, Ч.Х.Арифуловым, М.В.Наталенко, Л.А.Остапенко, О.Б.Рыжовым (ЦНИГРИ), Е.М.Никитенко (ОАО «Рудник им. Матросова»), Н.В.Цымбалюком (ООО «СТАННОЛИТ»). По ряду объектов (Сухой Лог, Наталкинское, Нежданинское и др.) изучен также материал крупнообъемных технологических проб.

Большое значение для понимания особенностей рудообразования в углеродисто-терригенных комплексах составил опыт, полученный автором при изучении золоторудных месторождений в других геологических обстановках (Березовское, Дарасун, Дукат, Зод, Восток-2, Новогоднее-Монто и др.).

Кроме того, в работе учтены и использованы данные из многочисленных отечественных и зарубежных публикаций. Всего с той или иной степенью детальности автором рассмотрены 30 месторождений и рудопроявлений.

Петрографические, минераграфические и рентгеноструктурные исследования проводились автором вместе с С.С.Двуреченской, А.М.Гавриловым и О.В.Русиновой.

Анализы изотопного состава благородных газов и рудного свинца выполнены в ЦИИ ФГУП ВСЕГЕИ. Содержания золота и других элементов определены в Аналитическом центре ФГУП ЦНИГРИ методами ICP MS и ИНАА.

Лично автором осуществлялась постановка цели и задач, специализированное минералогическое картирование горных выработок и керн скважин с отбором минералогическо-геохимических проб, выполнение изотопных масс-спектрометрических анализов серы, углерода и кислорода, исследование и микротермометрический анализ индивидуальных флюидных включений, разработка методики и проведение валового анализа флюидных включений, интерпретация всех полученных результатов и формулировка выводов.

Положения, выносимые на защиту.

1. Руды всех крупных золоторудных месторождений по сравнению с породами вмещающих углеродисто-терригенных комплексов характеризуются высокой изотопной гомогенностью серы сульфидов ($\delta^{34}\text{S} \pm 3\%$). Следовательно, привнос золота осуществлялся эндогенными флюидами при обязательном участии серы, что подтверждает представления о ведущей роли этого элемента в гидротермальном транспорте благородного металла. Таким образом, изотопно-геохимическую зональность можно рассматривать как признак инфильтрации золотоносных растворов и использовать для определения их возможного источника.

Поступление серы и золота из эндогенных источников и формирование золото-сульфидных руд происходило как в период осадконакопления, так и синхронно с коллизионным магматизмом.

2. Золоторудные месторождения, образовавшиеся в результате функционирования гидротермально-осадочных палеосистем (сухоложский тип), по условиям локализации и параметрам изотопно-геохимической зональности сопоставимы с колчеданными. Они представлены залежами слоистых, линзовидно-пластовых и послойно-вкрапленных золотоносных пиритовых руд, накопление которых происходило в конседиментационных впадинах вблизи рудоподводящих разломов.

На коллизионном этапе гидротермально-осадочные залежи подвергались частичной регенерации с образованием метаморфогенных прожилково-вкрапленных руд и золотоносных кварцевых жил за счет локального переотложения сульфидов под действием градиента давления. В областях ультраметаморфизма и гранитизации полностью регенерированные гидротермально-осадочные сульфиды могли служить источником золота в плутоно-метаморфических рудообразующих системах.

3. При формировании золоторудных месторождений, парагенетически связанных с коллизионным магматизмом (мурунтауский тип), мобилизация и транспорт рудного вещества осуществлялись флюидами, поступающими из глубинных магматических очагов и наследующими их изотопно-геохимические характеристики. Вещественный вклад углеродисто-терригенных пород как источника серы и золота в таких системах был незначительным. В то же время на размещение месторождений в пределах рудных полей определяющее влияние оказывали активизированные разломы фундамента, что проявлено в закономерном совмещении центров повышенной эндогенной активности конседиментационного и коллизионного этапов.

4. Формирование месторождений происходило в условиях глубинного гидродинамического режима. Эффективный перенос серы и золота осуществлялся в гетерогенной среде независимо от водно-солевого раствора при участии подвижной углекислотно-метановой фазы, поступающей из рудогенерирующего очага. Основной причиной рудоотложения служил распад комплексных соединений золота вследствие связывания серы в сульфидных минералах.

Масштабы оруденения зависят от длительности процесса рудообразования, что отражено в степени насыщенности жильного кварца углекислотно-метановыми включениями.

5. Околорудные изотопно-геохимические и термобарогеохимические ореолы в рудоносных углеродисто-терригенных комплексах являются критериями прогноза скрытых и слабоэродированных месторождений.

На ранней стадии геологоразведочных работ на площади выявляют зоны развития гидротермально-осадочных сульфидов как потенциальные рудные поля. По результатам изотопного анализа серы выделяют и прослеживают потенциально продуктивные литолого-стратиграфические уровни (участки разреза, характеризующиеся минимальной дисперсией $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов при максимальной обогащенности серы тяжелым изотопом).

В пределах выделенных площадей по сумме содержаний CO_2 и CH_4 в жильном кварце выявляют газогеохимические аномалии. На основе карт распределения $\delta^{34}\text{S}$ и CO_2+CH_4 оконтуривают и ранжируют по степени перспективности поисковые участки. Комплексное использование независимых количественных показателей (например, $\text{CO}_2*\text{CH}_4*\delta^{34}\text{S}$) повышает надежность прогнозных построений.

Научная новизна. Впервые для ряда крупных месторождений четырех золоторудных провинций на целенаправленно подобранном и представительном каменном материале получены и систематизированы данные по геохимии изотопов серы, углерода, килорода, свинца, гелия и аргона, а также по составу и свойствам флюидных включений. В результате обоснованы генетические модели конкретных рудных объектов, которые служат эталонами при разработке теории рудообразования в углеродисто-терригенных комплексах и являются предметом острых дискуссий – Мурунтау, Сухой Лог, Кумтор, Олимпиадинское и др. Установлены основные источники рудного вещества и рудоносных флюидов, уточнена роль процессов осадконакопления, метаморфизма и магматизма в рудообразовании. Получены доказательства того, что крупные и сверхкрупные золоторудные месторождения в углеродисто-терригенных комплексах не обязательно имеют полигенно-полихронную природу, они могут быть как метаморфизованными эксгалационно-осадочными (SEDEX), так и плутоногенно-гидротермальными (Intrusion related). При этом выявлены свидетельства пространственного совмещения центров эндогенной активности конседиментационного и коллизионного этапов в крупных рудных полях, что объясняет неоднозначность взаимоотношений разновозрастной минерализации при ее различном вкладе в золотоносность руд. На природных объектах получены экспериментальные доказательства ведущей роли гидросульфидных комплексов в транспорте золота. Предложена модель массопереноса в гетерогенной минералообразующей среде с участием углекислотно-метановой фазы, объясняющая различную подвижность химических элементов во флюидных системах и механизм сосредоточенной инфильтрации золотоносных растворов в условиях глубинного гидродинамического режима.

Практическая значимость заключается в возможности расширении прогнозно-поискового комплекса путем включения эффективных изотопно-геохимических и термобарогеохимических критериев, обеспечивающих выявление и оконтуривание потенциальных рудных полей уже на ранних стадиях геологоразведочных работ, а также

позволяющих проводить разбраковку известных рудопроявлений и геохимических аномалий на основе комплекса количественных показателей.

Степень достоверности и апробация результатов. Достоверность результатов обеспечивается большим объемом согласующихся фактических данных, полученных при исследовании эталонных месторождений четырех золотоносных провинций комплексом минералого-геохимических, изотопно-геохимических и термобарогеохимических методов. Массив использованной аналитической информации включает более 1 тыс. изотопных определений, свыше 1 тыс. микротермометрических измерений, 180 анализов состава включений. Изучено более 500 шлифов и аншлифов.

Результаты исследований докладывались автором:

- на XV–XXI Симпозиумах по геохимии изотопов (1998–2016 гг);
- на XIII–XVI конференциях по термобарогеохимии (2008–2014 гг);
- на годичной сессии МО РМО «Роль минералогии в познании процессов рудообразования», ИГЕМ РАН, 2007; на Всероссийских конференциях «Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии», ИГЕМ РАН, 2008; «Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования», ИГЕМ РАН, 2010; «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований», ИГЕМ РАН, 2010; «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений», ИГЕМ РАН, 2013; на научно-практических конференциях «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири» СНИИГГиМС, 2014; «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов — состояние и перспективы», 2015-2016 гг.

Разработанные прогнозно-поисковые критерии апробированы при проведении геологоразведочных работ на поисковых площадях в Иркутской области и Чукотском АО.

Публикации. По теме диссертации автором опубликовано 60 научных работ, в том числе 2 монографии (одна в соавторстве) и 20 статей в журналах, включенных в Перечень ВАК.

Благодарности. Выполненная работа не могла состояться без многолетней активной поддержки руководства института ЦНИГРИ. Автор глубоко признателен И.Ф.Мигачеву, А.И.Кривцову, Б.К.Михайлову, А.И.Иванову, С.С.Вартаняну за постоянную всестороннюю помощь, консультации и конструктивные советы. Автор искренно благодарит Н.М.Заири, инициатора, идейного вдохновителя и организатора проведенных исследований.

Долгие годы автор находится в творческом содружестве с С.Г.Соловьевым, энциклопедические знания которого и огромный практический опыт изучения рудных месторождений автор с благодарностью использовал в процессе своих исследований.

Большую благодарность автор выражает Ю.В.Васюте за высокий профессионализм и повседневный кропотливый труд, без которого выполнение валовых анализов включений было бы невозможно.

Автор благодарит руководство ЗАО «Полюс» за предоставленную возможность работы на подведомственных территориях. Особую благодарность он выражает Генеральному директору ОАО «Высочайший» С.А.Васильеву, главному геологу ООО «ЛЗРК» В.Г.Мартыненко, Генеральному директору ООО «Артель старателей Чукотка» Н.Н.Ларкину, которые любезно предоставили все необходимые геологические материалы и оказали неоценимую помощь в выполнении полевых исследований.

При изучении месторождения Мурунтау автор пользовался помощью и поддержкой со стороны руководителей и сотрудников геологических организаций Республики Узбекистан: Р.В.Цоя, И.М.Голованова, Г.В.Касавченко, Ю.Н.Шашорина и многих других.

Неоценимую помощь при минералого-петрографических исследованиях оказали С.С.Двуреченская, А.М.Гаврилов и О.В.Русинова. Автор благодарит Ю.А.Костицына, В.А.Гриненко, В.И.Устинова, Э.М.Прасолова, М.И.Розинова, С.А.Сергеева, Р.Ш.Крымского за плодотворное обсуждение проблем изотопной геологии, Г.В.Ручкина и В.В.Масленникова за ценные консультации по вопросам генезиса колчеданных руд. Автор выражает благодарность всем сотрудникам отдела минералогии и изотопной геохимии ФГУП ЦНИГРИ, вложившим большой труд в подготовку проб для исследований.

1. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ (ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ)

В статьях и монографиях Н.И.Бородаевского, С.Д.Шера, В.А.Буряка, В.М.Яновского, Н.А.Фогельман, П.Ф.Иванкина, В.А.Нарсеева, М.М.Константинова, Д.И.Горжевского, А.И.Иванова, А.А.Сидорова, Ч.Х.Арифупова, Ю.И.Новожилова, А.М.Гаврилова, Н.К.Курбанова, В.Г.Петрова, Н.С.Бортникова, Г.Н.Гамянина, Н.А.Горячева, А.В.Волкова, В.Ю.Прокофьева, А.Д.Генкина, В.И.Гончарова, А.С.Борисенко и многих других геологов содержатся результаты многолетних комплексных исследований практически всех месторождений России и ближнего зарубежья. Даже краткое изложение этих работ займет не одну сотню страниц. Основные изученные автором труды включены в список литературы. Поэтому ниже остановимся прежде всего на выводах, сделанных перечисленными исследователями по ключевым вопросам генезиса месторождений, их типизации, условиям формирования.

1.1. ТИПИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В отечественной литературе к систематике золоторудных месторождений основным подходом является рудно-формационный. Под рудной формацией большинством геологов понимается группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, сформированными независимо от времени в близких геологических обстановках. Рассматриваемую группу золоторудных месторождений объединяет их закономерная приуроченность к углеродисто-терригенным комплексам, сформированным в обстановках шельфа и континентального склона пассивных континентальных окраин [Горжевский и др., 1987; и др.]. При всем многообразии состава и внутреннего строения рудовмещающих толщ их объединяет обязательное присутствие углеродисто-терригенных пород при переменной роли карбонатных и вулканогенных разностей. Именно поэтому термин *«углеродисто-терригенный комплекс»* для обозначения рудовмещающей формации нам представляется наиболее точным.

В большинстве предложенных классификаций в углеродисто-терригенных комплексах авторами единодушно выделяются две группы месторождений (табл. 1), которые в литературе рассматриваются либо как рудные формации, либо как субформации и соответствующие им геолого-промышленные типы в рамках единой золото-углеродистой формации.

Таблица 1. Типизация золоторудных месторождений
в углеродисто-терригенных толщах [Методическое..., 2002]

Характеристика элементов геологических обстановок и условий формирования	Рудноформационный тип	
	Золото-сульфидный	Золото-кварцевый
Продуктивные геологические образования	Комплексы малых интрузий и даек «пестрого» состава габбро-диорит-гранодиоритовой формации, углеродистые терригенные, терригенно-карбонатные, терригенно-вулканогенные толщи	
Геолого-структурная позиция	Локальные мобильные блоки региональных тектонических зон длительного формирования	Области сопряжения и пересечения крупных нарушений, региональные флексуры, зоны резкого изменения ориентировки складчатых структур
Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры	Фрагменты региональных тектонических зон, представленные сочетанием разрывных, блоковых и складчатых дислокаций	Фрагменты региональных тектонических зон, складки высоких порядков, осложненные разрывами.
Вмещающие породы	Углеродсодержащие терригенные, терригенно-карбонатные и терригенно-вулканогенные толщи	Терригенные толщи, метаморфические образования
Наиболее характерные гидротермально измененные породы	Кварц-серицит-хлоритовые, кварц-карбонат-серицитовые, кварц-карбонат-альбит-серицитовые	
Основные минеральные типы	Золото-пиритовый, золото-пирит-арсенопиритовый, золото-антимонит-арсенопиритовый	Золото-пиритовый, золото-пирит-арсенопиритовый,
Геолого-промышленный тип	Золото-(мышьяково)-сульфидный	Золото-кварцевый
Морфология рудных тел	Жильные и минерализованные зоны, залежи и штокверки	Жилы, жильные и минерализованные зоны, залежи и штокверки
Размеры рудных тел по простиранию, падению, мощности	500-2000, 400-1000, 3-100	200-2000, 100-1000, 0.5-100
Средние содержания Au	2.5-12	2.5-30
Формы нахождения Au	Субмикроскопическое в арсенопирите и пирите, свободное в пирите.	Свободное в кварце, сульфидах, околожильных метасоматитах.
Распределение оруденения	Неравномерное	Неравномерное, весьма неравномерное, рудные столбы, гнезда.
Масштаб объектов	От средних до уникальных	От мелких до уникальных
Примеры месторождений	Кумтор, Олимпиада, Удерейское, Даугызтау, Кокпатас, Бакырчик, Майское, Неждановское (?), Сухой Лог(?), Вернинское, Высочайшее Хоумстейк	Мурунтау, Чармитан, Наталкинское, Советское, Бендиго, Ашанти.

По мнению автора, последняя точка зрения в большей мере соответствует принципам рудноформационного анализа, т.к. выделяемые группы месторождений отличаются в целом только формой рудных тел и качеством руд, т.е. параметрами, влияющими на их отработку. При этом месторождения каждого типа могут присутствовать в сходной геологической обстановке (например, Мурунтау и Даугызтау, Советское и Удерейское). Некоторые месторождения, однако, не вполне «вписываются» в данную классификацию. Например, золото-сульфидные руды Сухого Лога и его аналогов содержат свободное самородное золото, в Нежданинском месторождении совмещены золото-кварцевые и золото-сульфидные руды, месторождение Кумтор отличается отсутствием мышьяка, хотя и рассматривается в группе золото(мышьяковисто)-сульфидных месторождений и т.д.

Как следует из таблицы 1, основное различие между золото-сульфидными и золото-кварцевыми месторождениями по сути возникло вследствие того, что в число последних включены мелкие жильные объекты.

1.2. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В зарубежной литературе все рассматриваемые месторождения (в том числе Сухой Лог, Мурунтау и др.) классифицируются как «орогенные» (orogenic) мезотермальные (или мезозональные) [Groves et al., 1998; Goldfarb, Baker, Dube et al., 2005]. Это месторождения, сформировавшиеся в условиях относительно высоких давлений (1-3 кбар) и температур (200-400°C) [Ridley, Diamond, 2000]. Их образование происходило вдоль конвергентных окраин при аккреции или коллизии террейнов, которые связаны с субдукцией плит и/или расслоением литосферы. Орогенные месторождения золота обычно возникают на заключительных стадиях тектоно-магмато-метаморфической истории становления орогена. Месторождения разного возраста и в различных географических провинциях характеризуются рядом общих признаков: 1) они приурочены к орогенным поясам, сложенным терригенными или терригенно-вулканогенными толщами, подвергшимися региональному метаморфизму, складчатости и прорванными гранитными интрузивами; 2) геофизические данные указывают на существование глубокозалегающих гранитных батолитов под гидротермальными системами; 3) рудоконтролирующие структуры представлены региональными разломами; 4) золотоносные жилы образовались позже процессов метаморфизма и внедрения гранитоидов. Предложено несколько моделей, объясняющих происхождение месторождений данного класса. Они включают в себя гипотезы о связи рудообразования с процессами седиментации и регионального метаморфизма, внедрения интрузий различного состава: тоналит-гранодиоритовых, окисленных фельзитовых магм, лампрофиров [Groves et al., 1998; и др.].

Наиболее общепринятое мнение состоит в том, что минералообразующий флюид возник вследствие процессов декарбонатизации и дегидратации при региональном метаморфизме. По сути эта модель мало отличается от метаморфогенно-гидротермальной концепции рудообразования, детально разработанной В.А.Буряком [Буряк, 1982].

В отечественной литературе в настоящее время существуют два направления (или школы) развития взглядов на формирования месторождений золота в углеродисто-терригенных комплексах.

Первое направление, начало которому положено Н.И.Бородаевским в 1962 г., активно развивалось и развивается в первую очередь коллективами исследователей ЦНИГРИ. Ведущую роль в рудообразовании эта научная школа отводит рудовмещающим «черносланцевым» формациям. На примере ряда детально изученных объектов разработаны геолого-генетические модели золоторудных месторождений в терригенных комплексах [Курбанов, Арифлулов, Кучеровский и др., 1994; Арифлулов и др., 1994; Арифлулов 2005, 2010, 2014; Вихтер. 2009; и др.]. Золоторудные и золото-серебряные месторождения, локализованные в вулканогенно-терригенных и карбонатно-терригенных комплексах подвижных поясов земной коры, рассматриваются как единая группа формаций золото-сульфидно-кварц(карбонат)-углеродистого семейства. В месторождениях этой группы сочетаются гидротермально-осадочные, диа-катагенетические и гидротермально-плутоногенно-метаморфогенные руды. Различные сочетания таких руд определяют наличие главных рудноформационных (геолого-промышленных) типов месторождений: золото-сульфидных вкрапленно-прожилково-жилковых и штокверковых и золото-кварцевых жильно-прожилково-штокверковых, включая золото-серебряные, золото-сурьмяно(ртутно)-кварцевые (или карбонатные) подтипы.

В качестве рудоносных и рудовмещающих геологических формаций выступают аспидная, терригенно-флишодная, карбонатно-терригенного флиша, олистостромовая и карбонатно-терригенно-молассовая, а также вулканогенные — толеит-базальтовая и субщелочная оливин-базальтовая. Рудогенерирующую роль играют раннеорогенная гранодиорит-гранитная, габбро-гранодиорит-плагиогранитная формации; рудообразующими являются различные орогенные и посторогенные граниты и дайки «пестрого» состава.

Выделяются следующие основные типы месторождений по условиям их локализации:

- стратиформные полигенно-полихронные золото-сульфидно-колчеданные прибортовых частей рифтогенных прогибов с бимодальным толеит-базальтовым вулканизмом;

- стратиформные прожилково-вкрапленные золото-сульфидные на склонах центробежно развивающихся конседиментационных брахиантиклиналей осадочных карбонатно-терригенно-флишевых мезомиogeосинклинальных зон с субщелочным базальтовым вулканизмом;

-крутосекущих зон гидротермально-метаморфогенных прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд в ядрах дислоцированных синформ мезогеосинклиналей, сложенных рудоносно-рудовмещающей терригенно-флишоидной формацией; синформы по периферии прорваны рудорегенерирующими гранитоидными интрузиями;

-гидротермально-метаморфогенных жильно-прожилково-вкрапленных золото-сульфидно-кварцевых руд, нередко секущих горизонты стратиформных дислоцированных серноколчеданных залежей, в моноклинальных крыльях синформ мезогеосинклиналей;

-гидротермально-метаморфогенных штокверковых золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых руд, контролируемых чешуйчатыми надвигами фронтальных зон тектонических покровов.

Геологические обстановки выделенных типов месторождений золото-сульфидно-кварц-углеродистой группы формаций в терригенных толщах отражают различную роль в их формировании первичных и наложенных регенерированных гидротермально-метаморфогенных руд. Анализ условий локализации месторождений с привлечением изотопно-геохимических данных и результатов изучения газово-жидких включений показывает, что первичные руды сохранились главным образом в виде реликтов. В них выявляются и гидротермально-осадочные, и осадочные руды, источником которых могут быть как подкоровые, так и коровые флюиды со стабильными сульфидными комплексами золота, характерными для восстановительных и щелочных сред, что типично для локальных бассейнов с застойным режимом водообмена. Последующее их перерождение — растворение, регенерация и переотложение происходит в разнообразных режимах, что позволяет выделить следующие варианты типовых геолого-генетические модели:

-модель гидротермально-осадочного формирования золото-сульфидно-колчеданных руд с подчиненной ролью регенерированных *in situ* руд;

-модель формирования гидротермально-осадочного элизионно-катагенетического золото-сульфидно-вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения, где регенерированные руды широко развиты, однако не затушевывают признаки сингенетического с вмещающими породами первичного рудного вещества;

-комбинированная модель гидротермально-метаморфогенных золото-сульфидных, золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых руд, где сохраняются реликты «первичных» руд; важная роль принадлежит как вкрапленным элизионно-катагенетическим, так и регенерированным из них гидротермально-метаморфогенным прожилково-вкрапленным и линейным прожилково-жильным промышленным типам руд;

-модель плутоногенно-метаморфогенных месторождений золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых руд, где регенерированные залежи господствуют и иногда сохраняются

незначительные реликты первичных руд; для этих моделей характерно большее разнообразие геологических обстановок локализации, нередко наибольшая удаленность от первичных, часто полностью дезинтегрированных рудоносных горизонтов, при различной роли собственно плутоногенных гидротермальных процессов, связанных с разноудаленными гранитоидными батолитами.

Как видно, существующие генетические модели в качестве обязательного элемента включают первичное конседиментационное рудонакопление.

Эти варианты геолого-генетических моделей отвечают многообразию условий формирования месторождений золото-сульфидно-углеродистой группы формаций, образующих единый конвергентный ряд. Такие условия отражают различия в масштабах регенерации и экстрагирования металлов из коры на путях транзита флюидов и геодинамических обстановок формирования металлогенических провинций, рудных районов и узлов, рудных полей и месторождений. Подобные различия прежде всего выражаются в развитии систем: источник рудного вещества — источник раствора + механизм рудоотложения — среда рудоотложения.

На раннем этапе «первичные» флюиды мантийного или(и) корово-магматического происхождения в бассейнах осадконакопления чаще всего образуют непромышленные концентрации золота в прослоях и послойной вкрапленности пиритов или арсенопиритов. Содержания золота в сульфидах стратифицированных горизонтов «вкрапленных руд» варьируют в широких пределах: 10—20 мг/т — 1,5—2 г/т. Расчеты показывают, что такие содержания в зависимости от объемов рудоносных толщ, охватываемых процессами последующей регенерации, могут быть вполне достаточными для формирования крупных, а иногда и уникальных по запасам месторождений, существенно обогащенных золотом.

Достижение промышленных концентраций золота в «первичных» рудах гидротермально-осадочного и элизионно-катагенетического этапов требует специфического механизма и среды рудоотложения — застойного (восстановительного) режима водообмена и длительно устойчивых РТ-параметров. При этом в зависимости от роли и места нахождения рудоносных толеитовых или субщелочных базальтоидов формируются золотоносные стратиформные сульфидные залежи.

На последующих этапах поступление рудного вещества обеспечивается главным образом за счет руд первого этапа — крупнообъемных (но рассеянных, сгустково-конкреционно-вкрапленных).

Регенерированные или «вторичные» месторождения формируются при определяющей роли длительно развивавшихся термокупольных систем. По комплексу признаков, прежде всего по роли термостатирующих рудно-энергетических плутоногенных образований, такие месторождения объединяются в три подгруппы.

Регенерированные месторождения, связанные с гидротермально-метаморфогенными термофлюидными системами, отличаются синкинематическими кварцевожилковыми системами и березитоидными изменениями пород. Регенерационные процессы в зонах дислокаций ответственны главным образом за формирование рассредоточенных линейно-жилково-прожилковых и ореольно-вкрапленных золото-сульфидно-кварцевых руд.

Регенерированные месторождения, связанные с термофлюидными плутоногенно-метаморфогенными системами, включая интрузивно-надынрузные малоудаленные (менее 2—4 км) от гранитных батолитов, характеризуются отчетливой специализацией по углекислоте, что позволяет отнести их к С-типу по длительности формирования и ярко выраженной полигенности и полихронности.

Регенерированные месторождения, связанные с термофлюидными системами, удаленными (более 3 км) от гранитных батолитов, представлены золото-сульфидными или золото-сульфидно-кварцевыми жильно-прожилковыми рудами. Рудно-метасоматические колонны обладают вертикальной зональностью: низы представлены ореолами березитоидных изменений стадии кислотного выщелачивания, а верхи (протяженностью 1 км и более) зоной осаждения, с зональными ореолами арсенопирит-пиритовой (или пиритовой), сфалерит-блеклорудной и серебро-сульфо-солевой ассоциацией.

Внешние условия, выраженные в диадах (источник рудного вещества — источник раствора + механизм рудоотложения — среда рудоотложения), на месторождениях реализуются по двум вариантам геолого-генетических моделей, выделяемых в «первичные» и «вторичные» (регенерированные) типы.

Второе направление, которое условно можно назвать «западным», полностью исключает вмещающие породы из рассмотрения и основное внимание концентрирует на раскрытие связей оруденения с магматизмом [Соловьев, 2014; Коробейников, Гусев, Красова, 2012; и др.]. Фактически все крупнейшие золоторудные месторождения в углеродисто-терригенных комплексах (в т.ч. Мурунтау, Сухой Лог, Олимпиадинское, Кумтор, Нежданинское, Бакырчик) относятся к продуктам «восстановленных интрузивно-связанных золоторудных систем», пространственно и парагенетически связанных с глубинным габбро-гранитоидным магматизмом.

В.М.Яновский [Яновский, 1990] в пользу плутоногенно-гидротермальной концепции также приводит связь всех типов месторождений золота в углеродистых толщах с определенной магматической формацией, контроль оруденения наложенными структурами, его независимость от зон регионального метаморфизма, разнообразное положение в вертикальном ряду формаций осадочных пород миогеосинклиналей.

Многообразие предложенных концепций можно было бы объяснить полигенностью оруденения. Но это не так, поскольку зачастую совершенно противоположные модели разработаны на примере *одних и тех же месторождений*. Особенно показательны в данном отношении месторождение Мурунтау.

1.3. ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ, ВМЕЩАЮЩИХ КРУПНЫЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Очевидно, что в случае связи месторождений с особенностями накопления рудоносных толщ такие особенности могут проявиться на уровне состава и строения рудовмещающего разреза в характере переслаивания, ритмичности, мощности, гранулометрии осадков – в целом всех геологических признаков. В случае выявления таких закономерностей они могли бы служить надежными критериями прогноза и поисков крупных скоплений рудного вещества. Немаловажное значение может иметь фоновая золотоносность пород, содержание в них сульфидов и углеродистого вещества. Перечисленные аспекты проблемы на большом фактическом материале были всесторонне изучены коллективом исследователей под руководством Д.И.Горжевского [Горжевский, Зверева, Ганжа, 1987]. Ниже приводятся основные выводы из этой весьма важной работы.

1. Золото-сульфидные прожилково-вкрапленные месторождения локализуются в углеродсодержащих терригенных формациях широкого возрастного диапазона – от верхнего протерозоя до мезозоя включительно, не обнаруживая предпочтительной приуроченности к какой-либо одной из систем.

2. Благоприятными для локализации золотосульфидных месторождений являются углеродсодержащие терригенные формации, сформировавшиеся на коре континентального типа, меньше – вулканогенно-карбонатно-терригенные на коре переходного типа, а также углеродисто-карбонатные, возникшие при деструкции континентальной коры. Углеродистые кремнистые формации, формирующиеся на океанической коре, малоблагоприятны для локализации золотосульфидных месторождений.

3. В пределах миогеосинклинальных структур рудовмещающие формации обнаруживают предпочтительную приуроченность к зонам, располагающимся в непосредственной близости от смежных эвгеосинклиналей.

4. Из числа терригенных геосинклинальных формаций наиболее благоприятной для локализации золотосульфидного оруденения является флишоидная, формирующаяся в ранне- и позднегеосинклинальную стадию развития миогеосинклиналей (флишоидная, карбонатно-

терригенная и терригенно-карбонатная). Реже золотосульфидные месторождения связаны с аспидной – раннегеосинклинальной формацией или молассоидной орогенной формацией.

5. Подстилающими для рудовмещающих являются метаморфизованные вулканические, карбонатные или терригенные породы. Не отмечается предпочтительной приуроченности рудовмещающих толщ к подстилающим формациям определенного состава.

6. Рудовмещающими являются терригенные толщи, как тонкослоистые ритмичного строения, так и неравномернослоистые, со слабо проявленной ритмичностью и неяснослоистые (монотонные). Однако обнаруживается предпочтительная приуроченность крупнообъемных золотосульфидных месторождений к тонкослоистым ритмичным толщам, тогда как для неравномернослоистых и, особенно, для монотонных больше характерно сочетание золотосульфидного прожилково-вкрапленного типа с золото кварцевым жильным и штокверковым, с преобладанием последних.

7. Углеродистое вещество присутствует в рудовмещающих толщах также, как и в относительно безрудных, в содержаниях преимущественно от десятых долей процента до первых процентов. Для локализации оруденения, по-видимому, важно не содержание его (в указанных пределах), а характер распределения. Повышенные концентрации углеродистого вещества в прослоях тонкозернистых пород, а также в отдельных участках зон динамометаморфизма обуславливают увеличение его роли как геохимического барьера с восстановительными свойствами.

8. Для рудовмещающих терригенных толщ характерны содержания фонового золота, мало отличающиеся от толщ подстилающих или перекрывающих, преимущественно от 3-5 до 5-7 мг/т. В тонкослоистых ритмичных формациях они обнаруживают тенденцию к некоторому понижению, по сравнению с монотонными. Значительное повышение фоновых содержаний золота является признаком рудных полей.

9. Осадочно-диагенетические сульфиды, представленные преимущественно пиритом, наиболее характерны для тонкослоистых толщ, в которых они локализуются в тесной ассоциации с углеродистым веществом. В монотонных рудовмещающих толщах осадочно-диагенетические сульфиды малохарактерны.

Как видно из приведенного выше, имеющиеся в настоящее время материалы по типоморфным признакам рудовмещающих углеродсодержащих терригенных толщ пригодны только для оценки золотоносных металлогенических провинций и зон, кроме фоновых содержаний золота, существенное повышение которых является прямым признаком рудных полей.

Для прогнозирования рудных районов, полей, месторождений нужны детальные литолого-фациальные исследования, сопровождаемые составлением палеофациальных и

палеотектонических карт и схем. Такие исследования проводились в отдельных регионах страны. В частности, в Ленском золотоносном районе В.А.Буряком, В.В.Коткиным и В.А.Стенниковым было высказано положение о приуроченности рудных полей к конседиментационным впадинам, границы которых маркируются набором определенных фаций (подводно-оползневые, неправильная слоистость, следы мутьевых потоков и т.д.). Специфический характер фаций в пределах рудных полей отмечается многими исследователями – смена типов слоистости, частые фациальные выклинивания, признаки подводного перемыва материала временными придонными потоками и т.д. М.М.Константинов предлагает называть такие фации «динамическими».

1.4. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ.

Термобарогеохимические и изотопно-геохимические данные опубликованы практически по всем крупным месторождениям России [Прокофьев, 2000; Лаверов, Прокофьев, Дистлер и др., 2000; Distler et al., 2004; Томиленко, Гибшер, 2001; Генкин и др., 2002; Бортников, Гамянин, Викентьева и др., 2007; Горячев, Викентьева, Бортников и др., 2008; и др.], и автор постарался максимально использовать их в своем исследовании. Н.С. Бортников [2006], обобщая обширный фактический материал, отметил следующее. По фазовому составу в кварце «мезотермальных» месторождений выделяется четыре типа включений: 1) двухфазовые водно-солевые, 2) двух-трехфазовые водно-углекислотные, 3) существенно газовые и 4) газовые. Эти данные указывают на то, что образование минеральных ассоциаций происходило при участии флюидов разного состава. Данные о соотношении изотопов кислорода предполагают участие в рудообразовании не только магматогенных растворов, но и флюидов, возникших при метаморфизме вмещающих пород. В целом результаты проведенных исследований не подтверждают гипотезу о только метаморфогенном, или метеорном, или магматогенном происхождении флюидов, формирующих «мезотермальные» месторождения золота. Флюиды, вовлекавшиеся в образование изученных месторождений, имели множественную природу: в них присутствуют компоненты магматического и метаморфогенного происхождения. Колебания химического и изотопного составов минералообразующего флюида служат свидетельством того, что смешение компонентов происходило достаточно быстро в области рудоотложения или вблизи нее. Доминирующую роль играл флюид магматического происхождения, поэтому наиболее предпочтительной является модель, учитывающая связь оруденения с магматической активностью. В этом случае возможны различные механизмы генерации флюида, включая непосредственное поступление компонентов из магматического очага, мобилизацию компонентов при дегидратации и декарбонатизации вследствие

контактового или контактово-регионального метаморфизма и вовлечение в систему глубоко циркулирующих метеорных вод (Бортников и др., 1996; 1998, 1999, 2004).

С данным выводом можно согласиться. Однако остается не решенным главный вопрос - существуют ли отличия в составе рудоносных и нерудоносных флюидов (т.е. существуют ли специализированные золотоносные растворы?). Если такие отличия есть – то можно ли их использовать в практике геологоразведочных работ. Для решения этого вопроса необходимо целенаправленное исследование не только крупных месторождений, но и рудопроявлений, а также кварца на заведомо безрудных участках.

Изотопно-геохимический режим формирования сульфидной минерализации на месторождениях Сухой Лог, Мурунтау, Даугызтау, Советское и др. был изучен Н.М.Заири с соавторами [Заири, Шер, Стрижов и др., 1977; Заири, Глухов, Васюта, 1987; Заири, 1992]. В частности, месторождение Мурунтау изучено по опорным разрезам 12, 22, 115 и 128 до глубин около 500 м от современной поверхности. Интерпретация полученных данных проводилась на основе существующей в тот период схемы последовательности минералообразования, которая включала только одну золото-сульфидную стадию минерализации. Соответственно, вариации $\delta^{34}\text{S}$ рассматривались как результат эволюции единой гидротермальной системы на фоне понижения температур от 350 до 150°C, возрастания щелочности и окислительного состояния флюидов. Была выявлена изотопно-геохимическая зональность, выраженная в понижении $\delta^{34}\text{S}$ от +6.5 до -4‰ вверх по разрезу в интервале глубин 0—500 м. Из приведенных авторами диаграмм следует, что основной причиной изменчивости $\delta^{34}\text{S}$ служил переменный изотопный состав серы во флюидах. Наиболее вероятной причиной понижения $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ может быть ассимиляция растворами изотопно-легкой сульфидной серы из сланцев, которые широко развиты в верхней части изученных авторами разрезов.

В дальнейшем были выделены два типа рудного процесса: «мютенбайский» и «мурунтауский», различия между которыми обусловлены более высокими содержаниями органического вещества и более высоким давлением на месторождении Мурунтау [Заири, 1992]. С этих же позиций Н.М.Заири и Н.К.Курбанов рассмотрели изотопные данные, полученные по сверхглубокой скв. СГ-10 [Заири, Курбанов, 1991]. Исследователями сделан вывод об идентичности вскрытой здесь сульфидной минерализации изученным ранее рудам месторождения Мурунтау с чередованием двух указанных типов рудного процесса в разрезе скважины.

Доказанная позже полистадийность сульфидной минерализации требует пересмотра предшествующих представлений с учетом современного уровня знаний. Однако в целом роль указанных работ в развитии отечественной изотопной геохимии рудных месторождений трудно переоценить. Н.М.Заири была создана современная приборно-аналитическая база и на примере

многих эталонных месторождений показана высокая информативность изотопных данных, особенно $\delta^{34}\text{S}$. Исследования Н.М.Заири дали мощный импульс развитию этого направления исследований, прямым продолжением которых является работа автора.

Основной вывод. Происхождение крупных концентраций золота в терригенных толщах остается предметом постоянных дискуссий, что в первую очередь связано с неоднозначностью оценки роли конседиментационных и эпигенетических процессов в рудообразовании. Предложенные для одного и того же месторождения генетические модели часто охватывают весь возможный диапазон мнений, от ортодоксальной плутоногенно-гидротермальной с признанием коллизионных гранитоидов как единственной рудогенерирующей формации, до осадочно-метаморфогенной при полном отрицании рудогенерирующей роли магматизма. В определенной мере это обусловлено двойственным характером размещения рудных концентраций, которые в большинстве случаев приурочены к определенным литолого-стратиграфическим уровням, но при этом обнаруживают тесную пространственно-временную связь с гранитными массивами и дайками пестрого состава. Поэтому большинством исследователей принята модель полигенно-полихронного рудообразования, включающая первичное накопление золотоносных осадков и последующее перераспределение и концентрирование металла в магматогенно-метаморфогенных системах. Эта модель устраняет существующие противоречия, однако не дает ответ на главные вопросы: насколько важна роль конседиментационных процессов в формировании крупных месторождений, как искать области первичного рудонакопления на огромных территориях развития черносланцевых толщ, каковы масштабы и условия эффективного перераспределения и концентрирования золота метаморфогенными и магматогенными флюидными системами.

2. МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

В данной главе приводится описание использованных автором аналитических методов, а также принципов интерпретации полученных данных. Эти принципы *едины для всей работы*, поэтому далее в тексте обычные для научных статей ссылки после каждого частного вывода опущены. Кроме того, для решения поставленных задач потребовалась разработка дополнительных методик, обеспечивающих возможность их решения.

2.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА РУДООБРАЗОВАНИЯ.

2.1.1. Исследование индивидуальных флюидных включений

Термобарогеохимия или термодинамическая геохимия окончательно оформилась как самостоятельная отрасль науки во второй половине XX века. В отличие от общей геохимии элементов и минералогии, которые используют для получения научной информации данные по составу и свойствам минералов и их агрегатов, термобарогеохимия исследует физико-химические параметры гидротермальных процессов путем изучения состава и свойств реликтов природных минералообразующих растворов, законсервированных в виде флюидных включений в минералах.

Индивидуальные флюидные включения анализировались в двусторонне-полированных пластинках, изготовленных из жильного кварца. При определении генетического типа включений (первичные, псевдвторичные и вторичные) использованы принятые критерии [Ермаков, Долгов, 1979; Рёддер, 1987]. Первичные ГЖВ, возникшие в процессе кристаллизации минерала, позволяют привязать гидротермальные системы к общей схеме последовательности минералообразования. Особое значение при этом приобретают образцы, *возраст которых определен методами изотопной геохронологии*, поскольку полученный возраст распространяется не только на минерал, но и на первичные включения минералообразующей среды. Вторичные включения более поздних флюидов могут быть привязаны к конкретным геологическим событиям на основе анализа последовательности гидротермально-метасоматических преобразований и состава наложенной на кварц минерализации. Но даже в том случае, когда генетический тип включений вызывает сомнения, само их присутствие свидетельствует о существовании в данном месте флюида с определенными *PTX*-параметрами.

Первоочередными объектами наших исследований служили *сообщества* индивидуальных включений, каждое из которых представляет собой «пробу» флюида определенного состава. Изучение именно групп однотипных включений необходимо для выявления и исключения

широко распространенных в природе аномальных вакуолей. В представленных таблицах в каждой строке приведены данные анализа не менее 10 индивидуальных включений (в большинстве случаев более 20), характеризующихся одинаковыми крио-термометрическими характеристиками.

Микротермометрические анализы проводились с использованием криотермокамеры оригинальной конструкции автора, позволяющей выполнять охлаждение и нагревание препаратов от -180 до $+650$ °С с измерением температуры посредством хромель-алюмелевой термопары. Камеру периодически калибровали при температурах кипения азота (-196 °С) и тройной точки чистой CO_2 (-56.6 °С), температурах плавления льда в стандартных растворах NaCl (от -18° до -1°C), температурах плавления AgNO_3 (210°C), K_2CrO_7 (398°C) и NaI (651°C). Точность измерения температуры плавления льда и гомогенизации CO_2 составляла $\pm 0.2^\circ\text{C}$, температур плавления галита и гомогенизации включений $\pm 5^\circ\text{C}$.

Температуры всех фазовых переходов фиксировались в процессе нагревания образца от -180 до $+500^\circ\text{C}$. К таким переходам относятся следующие:

T_p – температура протаивания эвтектики, позволяющая оценить тип солевой системы [Борисенко, 1977];

T_{nL} – температура плавления последнего кристалла льда, зависящая от концентрации раствора, которая определяется по данным работы [Bodnar, Vityk, 1995] и выражается в % NaCl -экв.;

T_{nGG} – температура плавления клатратов (газгидратов $\text{CO}_2\text{-CH}_4$), позволяющая оценить концентрацию раствора по данным работы [Darling, 1991];

T_{nK} – температура плавления твердых дочерних фаз (преимущественно галита);

$T_{n\text{CO}_2}$ – температура плавления углекислоты, понижение которой свидетельствует о наличии примесей (главным образом CH_4);

$T_{\text{гомC}}$ – температура гомогенизации газовой ($\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$) фазы в жидкую или газовую фазу, в зависимости от ее плотности и состава. Последние два параметра оценивались в соответствии с данными работ [Thiery, Kerkhof, Dubessy, 1994; Свердлов и др., 1999], давление – с использованием программы [Bakker, 2003]. Плотность при этом выражают как мольный объем $\text{V см}^3/\text{моль}$.

$T_{\text{гом}}$ – температура полной гомогенизации включения: Ж – в жидкую фазу, Г – в газовую фазу, К – вблизи критической точки. В большинстве рассмотренных ниже случаев флюид близок к линии двухфазового равновесия, поэтому $T_{\text{гом}}$ соответствуют температурам захвата включений.

По составу выделяются 4 типа включений: тип С – включения газов $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$, тип LC – включения водного раствора и газов, тип L – включения водного раствора без признаков присутствия растворенных газов, тип LK – включения с галитом.

Как и в любой другой отрасли естествознания, воспроизводимость аналитических данных в термобарогеохимии является неременным условием, обеспечивающим возможность их дальнейшего использования в научных и практических целях. Из трех главных характеристик природных флюидных систем (давление-температура-концентрация) два последних параметра, как правило, определяются разными исследователями достаточно точно. Сопоставление данных по температурам гомогенизации и солености растворов, полученных автором, с данными, опубликованными предшественниками, во всех случаях показало их хорошее соответствие. Оценки же давления при этом *существенно расходятся* и часто совершенно не сопоставимы, что входит в противоречие с фундаментальными положениями физической химии и указывает на ошибочность, по крайней мере, части получаемых результатов. Например, для месторождения Сухой Лог в работе [Русинов, Русинова, Кряжев и др., 2008] приводится интервал давлений 1000–800 бар, тогда как предшественниками он был оценен в 2260–130 бар [Лаверов и др., 2000; Distler et al., 2004]. Подобные расхождения столь существенны, что требуют отдельного подробного обсуждения и объяснения. В целом этот вопрос был рассмотрен в статье автора [Кряжев, 2010б].

Основная причина, по которой оценки давления подвержены существенным вариациям, в целом очевидна. Температура и концентрация растворов непосредственно измеряются при микротермометрических исследованиях включений по температурам фазовых переходов. При точной калибровке термокриокамер всегда достигается удовлетворительная сходимость результатов. Давление же определяется только расчетным путем, поэтому использование различных методов расчета может привести к разным результатам. Однако, в дальнейшем это обстоятельство не учитывается, данные барометрии по включениям без какой-либо критической оценки используются в обобщающих работах для обоснования выводов о том, что давление гидротермальных растворов значительно превосходит величину литостатической нагрузки и служит причиной восходящего движения флюидов, а перепады давления служат существенным фактором рудообразования. Проблема, таким образом, выходит за рамки чисто аналитической и затрагивает весьма важные вопросы общей теории рудообразующих процессов – их глубинности и динамики.

Для включений, гомогенизация которых происходит путем растворения кристалла галита (после исчезновения газового пузырька) давление рассчитывалось нами методом изохор с использованием данных из работ [Наумов, 1982; Atkinson, 2002]. Несмотря на существующую критику этого метода, он дает результаты, хорошо согласующиеся с геологическими данными и с определениями давления по включениям с углекислотой [Кряжев, 2002; Soloviev, Kryazhev, 2017a; Soloviev, Kryazhev, Dvurechenskaya, 2017b]. При использовании данных из работы [Becker, Fall, Vodnar, 2008] результаты оказываются резко завышенными (очевидная причина

заключается в ошибочном мнении авторов о равенстве давлений в автоклаве и в помещенной в автоклав платиновой ампуле с раствором NaCl при экспериментах).

На рассмотренных ниже месторождениях включения с галитом встречаются крайне редко. Поэтому ведущее место в барометрии принадлежит определению давления по флюидным включениям, содержащим углекислоту (типы LC и C). Это обусловлено практически повсеместным присутствием таких включений, а также достаточно хорошей изученностью систем CO₂-H₂O и CO₂-H₂O-NaCl. В чем же состоит причина расхождения результатов при единстве методического подхода к интерпретации термобарометрических измерений?

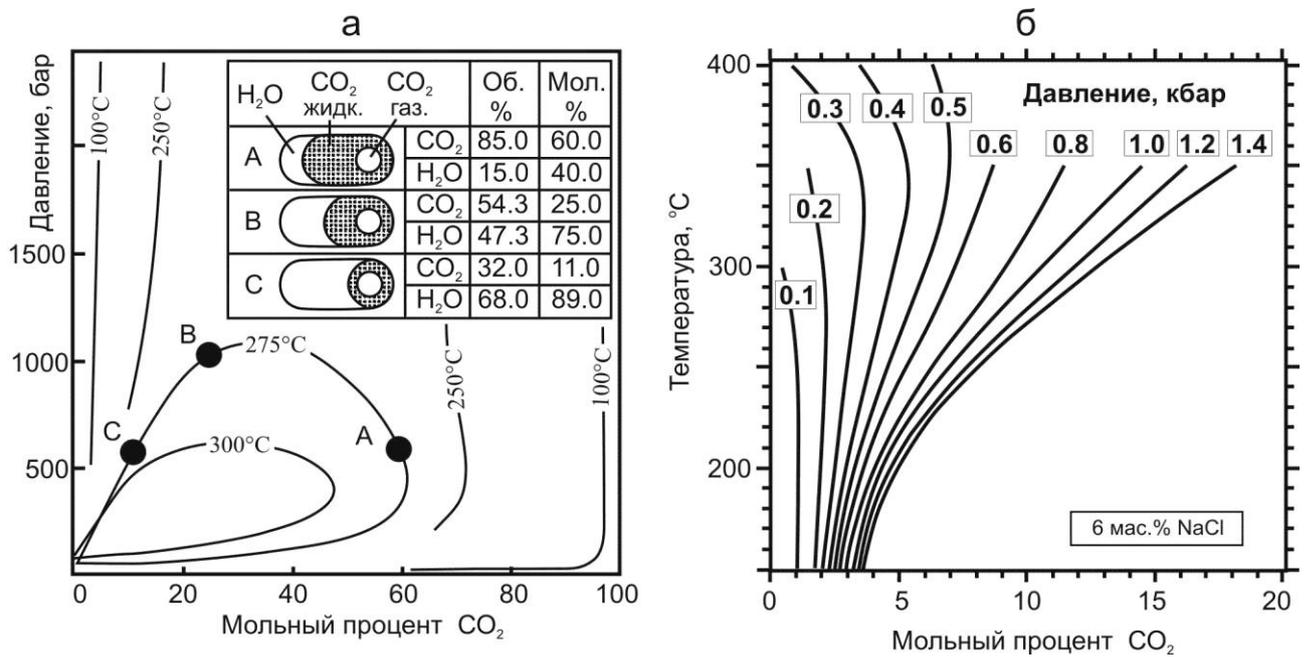
Для сингенетичных включений типов LC и C все исследователи используют метод определения давления, разработанный В.А.Калюжным [Калюжный, 1982]. Метод является наиболее точным и простым, он состоит в определении плотности углекислоты по температуре ее гомогенизации и оценке температуры консервации включения по сингенетичным углекислотно-водным включениям. Соответствующее значение давления находят по *PTX*-диаграмме CO₂ [Калюжный, 1982]. К сожалению, на практике применение этого метода встречает значительные трудности.

Во-первых, доказать сингенетичность различных групп включений в большинстве случаев невозможно. В одном образце вполне могут находиться включения, захваченные при разной температуре, поэтому для определения давления более корректно использовать весь интервал измеренных температур гомогенизации углекислотно-водных включений, что снижает точность метода.

Во-вторых, практически всегда углекислотные включения содержат существенную долю примесей (H₂O, CH₄, N₂), которые влияют на температуру гомогенизации CO₂ и приводят к значительным погрешностям определения ее плотности. Коэффициент растворимости у метана и азота на 1-2 порядка ниже, чем у CO₂ [Шварцев, 1996]. Поэтому при вскипании поликомпонентного флюида CH₄ и N₂ преимущественно перераспределяются в газовую фазу и в повышенных количествах входят в состав газообразных включений [Soloviev, Kryazhev, Dvurechenskaya, 2017a]. При этом соотношение компонентов газовой смеси может быть подвержено существенным вариациям (возможные причины данного явления будут рассмотрены ниже), что приводит к неравномерному снижению температуры гомогенизации CO₂, и как следствие – завышению и большой дисперсии оценок плотности углекислоты и давления флюида.

Существует еще один фактор, связанный с присутствием воды в газообразных включениях и также приводящий к завышению определений давления. Об этом подробнее будет сказано ниже.

Указанные недостатки можно свести к минимуму, если параллельно контролировать оценку давления по включениям $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$. Этот метод был теоретически обоснован Э.Реддером [Реддер, 1987]. Метод основан на достоверных экспериментальных данных по растворимости углекислоты в водных растворах солей различной концентрации при повышенных температурах и давлениях [Такеноучи, Кеннеди, 1968; Малинин, 1979]. Содержание углекислоты во флюиде рассчитывают на основе измерения объемной доли CO_2 и определения ее плотности по температуре гомогенизации. Необходимо учитывать также долю углекислоты, находящейся в водном растворе. Минимальное давление P консервации флюида определяется при температуре полной гомогенизации включений по соответствующим диаграммам (рис. 1). Если флюид был близок к состоянию насыщения углекислотой, что закономерно для природных гидротермальных систем [Калюжный, 1982], полученное значение P близко соответствует флюидному давлению при образовании включения. В недосыщенных относительно углекислоты флюидных системах, если таковые предполагаются, не могут образоваться газовые включения CO_2 и, следовательно, метод В.А.Калюжного к ним вообще не применим.



На диаграмме (а) в прямоугольной врезке изображены три цилиндрических включения, имеющие указанный состав (область, при 25°C занимаемая жидкой (0.71 г/см^3) CO_2 , покрыта крапом). Показаны фигуративные точки, соответствующие этим включениям ([Реддер, 1987], стр. 514). Диаграмма (б) построена по данным [Такеноучи, Кеннеди, 1968] для концентрации 6 мас.% NaCl .

Рис. 1. *PTX*-диаграммы систем $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (а) и $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ (б) [Кряжев, 2010б]

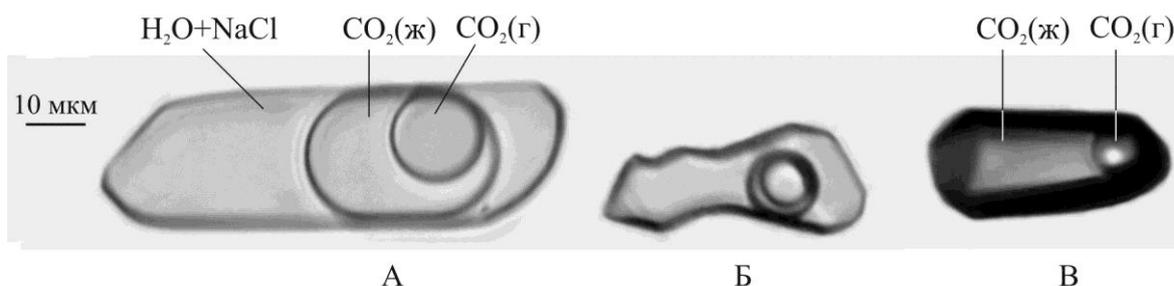


Рис. 2 Ассоциация CO_2 -содержащих включений с различным соотношением компонентов [Кряжев, 2010б]

Таблица 2. Результаты анализа трех включений, показанных на рис. 2 [Кряжев, 2010а]

Параметры включений	Включения		
	А	Б	В
T гомогенизации CO_2 (в жидкую фазу), $^{\circ}\text{C}$	24	30.5	26.5
Плотность CO_2 , г/см^3	0.73	0.57	0.69
Содержание CO_2 , объемный %	38	22	100
Содержание CO_2 , мольный %	15.5	6.2	100
T гомогенизации (растворение CO_2 в H_2O), $^{\circ}\text{C}$	355	245	-
Давление, бар:			
по методу В.А. Калюжного	-	-	860
по диаграмме рис. 1 (б)	1100	900	-

Как отмечалось выше, находящаяся в водном растворе углекислота наиболее свободна от примесей, а проблема обоснования сингенетичности водной и углекислотной фаз в данном случае вообще отсутствует. Наиболее значительные ошибки при оценке давления по включениям смешанного состава могут быть связаны с неверным определением относительного объема фаз (F) в вакуолях. Поэтому необходимо: 1) использовать для этой цели включения наиболее простой формы (плоские, трубчатые, цилиндрические и т.п.); 2) проводить точные измерения линейных размеров и/или площадей при помощи современных технических средств (цифровых фотокамер и графических редакторов); 3) выполнять замеры для группы сингенетичных включений (имеющих одинаковую температуру гомогенизации) и рассчитывать среднее значение F .

Рассмотрим конкретный пример использования характеристик CO_2 -содержащих включений для оценки давления минералообразования. На рис. 2 представлены фотографии флюидных включений трех типов, обнаруженных в кристалле горного хрусталя (Березовское золоторудное месторождение, Средний Урал) и содержащих плотную углекислоту с температурой плавления -56.7°C . В таблице 2 приведены результаты их изучения.

Включения типа «А» образуют относительно равномерно рассеянные трехмерные скопления, иногда примыкают к ксеногенным твердым фазам и, вероятно, являются

первичными. Включения типов «Б» и «С» отнесены к псевдоторичным, т.к. расположены в коротких трещинах, не выходящих на поверхность кристалла. В редких случаях они наблюдались совместно в одной трещине.

Исследования показали, что минералообразование протекало в условиях снижения температуры и давления (см. табл. 2). Гомогенный углекислотно-щелочно-хлоридный флюид был захвачен в первичные включения (тип «А») при T не менее 355°C и P не менее 1100 бар. При снижении температуры и/или давления растворимость CO_2 в водном растворе уменьшается. Вследствие неполной несмесимости CO_2 и H_2O в новых условиях исходный флюид должен расслоиться на две фазы – обогащенную водой плотную и обогащенную углекислотой газообразную, причем по мере снижения PT -параметров составы фаз будут меняться (см. рис. 1а). При температуре 245°C и давлении 0.85–0.9 кбар обе фазы были захвачены в псевдоторичные включения (типы «Б» и «В»). Этот вывод, подчеркнем, основан на экспериментально установленных свойствах системы $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2\pm\text{NaCl}$.

Следует отметить удовлетворительное совпадение значений давления, полученных разными методами (по углекислотно-водным-ЛС и углекислотным-С включениям). Подобная *согласованность результатов* является подтверждением сингенетичности изученных включений разного состава, относительной «чистоты» углекислоты, а также свидетельствует о правильности определения давления с использованием диаграмм, изображенных на рис. 1.

Остановимся теперь на одной из ошибок, нередко возникающих в случае применения метода В.А.Калюжного к так называемым «существенно газовым» включениям, т.е. к газообразным включениям, содержащим при комнатной температуре до 25 об.% жидкой воды. В рассмотренном выше случае при температуре ниже 250°C , как следует из диаграммы (рис. 1а), в углекислоте растворяется не более 30 моль. % H_2O . Это количество воды при комнатной температуре занимает менее 5% объема вакуолей и практически не влияет на плотность CO_2 и температуру ее гомогенизации. Если же мы применим указанный метод к изображенным на рис. 1(а) сингенетичным включениям «А» и «С», то для «существенно газового» включения «А», содержащего углекислоту плотностью 0.69 г/см^3 при температуре его образования 275°C получим значение $P = 950$ бар, которое более чем в полтора раза превышает истинное давление образования включения (575 бар).

В.А.Калюжный [1982] указывал на необходимость введения поправок на объем водного раствора при определении плотности CO_2 во включениях, однако исследователи часто не придают этому должного значения.

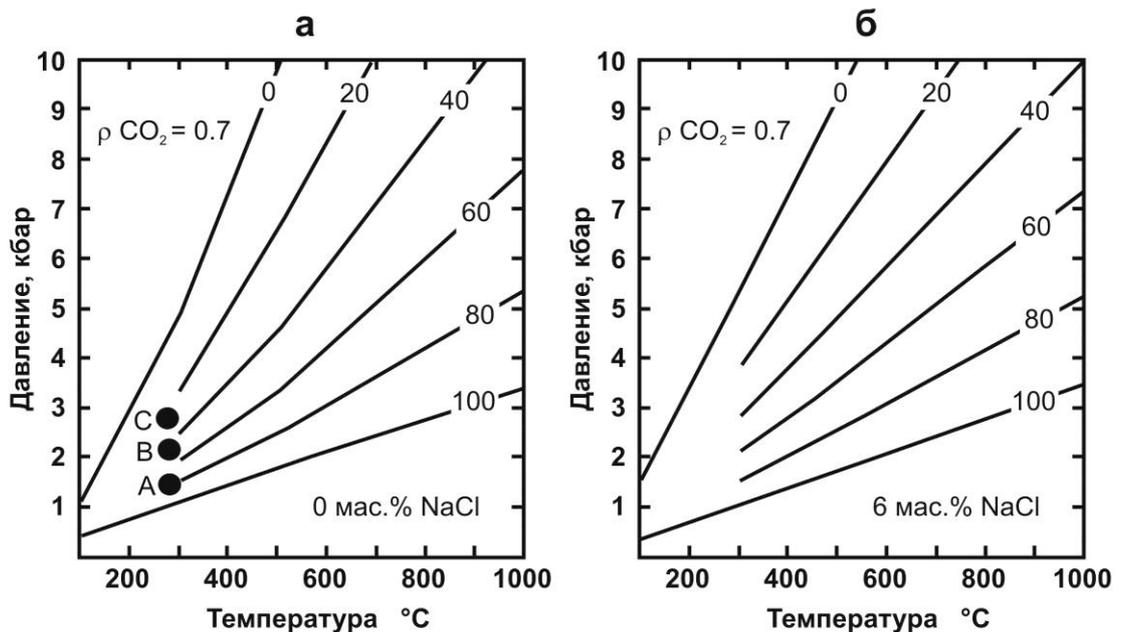
В зарубежной литературе большой популярностью пользуется метод определения давления на основе уравнения состояния (УРС) системы $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}\pm\text{NaCl}$. Для моделирования PTX -параметров смешанных флюидов за последние 50 лет были предложены различные виды

таких уравнений, большинство из которых относится к преобразованным формам УРС Редлиха-Квонга. Уравнения позволяют интерполировать полученные экспериментально свойства отдельных чистых компонентов смеси и экстраполировать их в области не изученных PT -условий. Ф.Браун и В.Лэмб [Brown, Lamb, 1989] на основе обобщения опубликованных версий УРС предложили метод наиболее точного расчета положения изохор флюидных включений в PT -пространстве и разработали комплект диаграмм, предназначенный для использования уравнений с целью более точного определения температур и давлений захвата флюидных включений в различных геологических обстановках. Две диаграммы из указанной работы приведены на рис. 3. Были также созданы и вошли в практику работ компьютерные программы для расчетов давления и других параметров включений (FLINCOR, Brown, 1989).

Попробуем применить этот метод для определения давления образования рассмотренных выше флюидных включений (табл. 3).

Таблица 3. Сопоставление значений давления (бар), полученных разными методами

Метод определения давления	Включения, изображенные на рис. 1а			Включения на рис. 2	
	А	В	С	А	Б
По экспериментальным данным	575	1000	575	1100	850
По диаграммам на рис. 3	1300	2000	2500	3600	3000
По всем УРС, включенным в пакеты программ FLINCOR и FLUIDS	1080–1160	1221–1533	1655–2245	2560–2800	2175



Показаны изохоры флюидных включений, содержащих указанное количество углекислоты (от 0 до 100 объемн. %) плотностью 0.7 г/см^3 (по [Brown, Lamb, 1989]). На диаграмму (а) нанесены фигуративные точки, отвечающие флюидным включениям, изображенным на рис. 1а

Рис. 3. PTX -диаграммы систем $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (а) и $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ (б). [Кряжев, 2010б]

Полученные результаты, как видно, не просто расходятся с экспериментальными данными, они не имеют с ними практически ничего общего. Если верить диаграммам на рис.3, обычные крупные включения, которые без проблем достигают температуры гомогенизации, в этот момент развивают внутреннее давление более 3 кбар.

На резкое завышение оценки давления, выполненной В.Б.Наумовым и др. (1995) по диаграммам из работы [Brown, Lamb, 1989], указал В.Ю.Прокофьев [Прокофьев, 2000, стр.167].

Не будем подробно останавливаться на том, что предположение о линейном характере изохор системы $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$ в PT -координатах совершенно не обосновано [Реддер, 1987], и к тому же совершенно игнорирует распространенные в природе и воспроизводимые экспериментально случаи сосуществования двух флюидов различной плотности при одинаковых P и T . Укажем главную причину наблюдаемого несоответствия.

При моделировании флюидных систем смешанного состава основной целью исследователей служила как можно более точная интерполяция положения т.н. «изохор» между изохорами жидкой воды (0% CO_2 на рис. 3) и углекислоты определенной плотности (100% CO_2 на рис. 3). При этом авторы оставили без внимания то обстоятельство, что различные фазы внутри включения *не относятся к изохорическим системам*. Представления о нахождении изохоры включения $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$ между изохорами чистых компонентов, наблюдающихся в нем при нормальных условиях, не только чисто умозрительны, они в корне ошибочны. По очевидному недоразумению Ф.Браун и В.Лэмб фактически рассчитывают некое среднее давление между автоклавами, полностью заполненными жидкой водой и плотной углекислотой. К флюидным включениям подобные расчеты никакого отношения не имеют.

По мере повышения температуры состав и объем фаз CO_2 и H_2O внутри включения непрерывно изменяются, а отвечающие им изохоры меняют положение и наклон. В точке гомогенизации оба компонента равномерно распределятся по всему объему включения, и в соответствии с законом Дальтона общее давление смеси $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$ внутри вакуоли будет равно сумме тех давлений, которыми обладали бы каждый отдельно взятый компонент, если бы он один при той же температуре занимал весь объем включения. Рассчитать это давление, однако, нельзя, поскольку закон Дальтона применим только к идеальным газам. При исследовании же флюидных включений мы фактически имеем дело с весьма плотными газами и жидкостями (давление не может быть определено как «сумма парциальных давлений компонентов»). Поэтому основополагающими понятиями при определении физико-химических условий природного минералообразования по включениям $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}\pm\text{NaCl}$ должны служить «растворимость» и «смесимость», а единственным достоверным источником информации – существующие экспериментальные данные по соответствующим смешанным системам. При этом только исследование всего комплекса сосуществующих в образце включений, содержащих

диоксид углерода и его водные растворы, может обеспечить уверенность в правильности оценки давления.

Таким образом, широкие вариации давления рудообразующих растворов, приводимые в некоторых публикациях, не отражают условия протекания природных процессов, а являются следствием *низкой точности* применяемого метода барометрии. При этом значительная часть определений оказалась сильно завышенной, главным образом, вследствие влияния примесей на параметры углекислотной фазы во включениях.

Результаты, полученные на основе достоверных экспериментальных данных, свидетельствуют об относительно низких градиентах давления в процессе формирования изученных золоторудных месторождений. Этот вывод имеет и большое практическое значение, т.к. в условиях стабильности *РТХ*-условий соотношение фаз в вакуолях можно обоснованно использовать в качестве критерия связи флюидных включений с конкретной рудообразующей системой.

В качестве примера определяющего влияния *состава* флюида на оценку давления приведем данные, полученные нами при исследовании Удере́йского месторождения на Енисейском кряже (рис. 4, табл. 4).

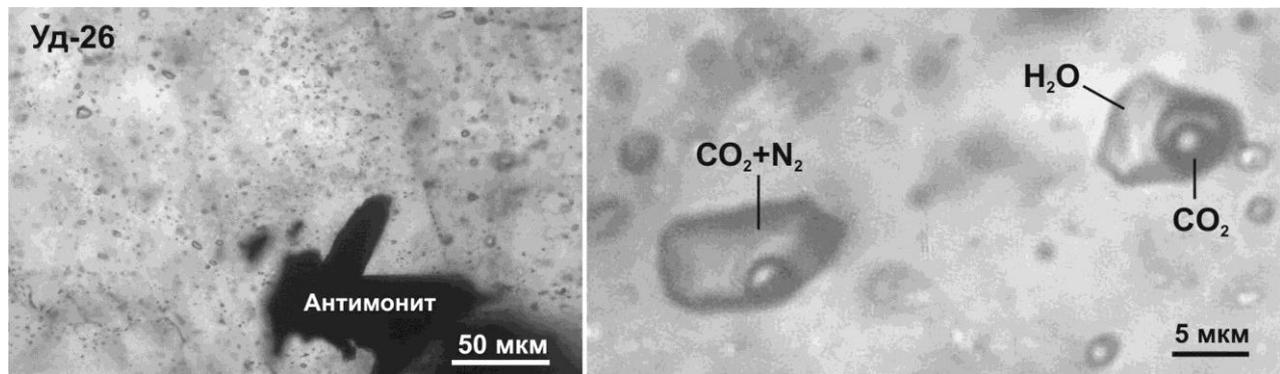


Рис. 4. Флюидные включения в золотоносном кварце Удере́йского месторождения (при -5°C).

Кварц в образце крупнозернистый (вся площадь, изображенная на рис. 4, представляет собой монокристалл), в нем наблюдается большое количество разнообразных флюидных включений LC и C типов. Нетрудно убедиться, что достоверно определить генетический тип включений невозможно. Чтобы доказать сингенетичность LC и C включений, необходимо убедиться, что они захвачены при одном давлении. Температура плавления CO_2 варьирует от -56.6 до -60°C , что свидетельствует о присутствии во включениях примеси азота (по данным газовой хроматографии $\text{CO}_2/\text{CH}_4=200$). В LC-включениях находится щелочно-хлоридный раствор с концентрацией около 10 мас.%NaCl-экв. ($T_{\text{э}} = -27.5^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{нГТ}} = +3...+3.5^{\circ}\text{C}$) и чистая углекислота (13 моль%) с постоянными криометрическими характеристиками

($T_{пл} -56.6$ $T_{гом} C +19.3 \pm 0.2^\circ C$). Гомогенизация происходит путем растворения углекислоты в воде (вблизи критической точки) при температуре $325 \pm 5^\circ C$ и давлении 1.4 кбар.

Таблица 4. Характеристика включений в кварце Удере́йского месторождения (обр.Уд-26)

Измерено, $^\circ C$		Расчетные параметры				
$T_n CO_2$	$T_{гом} C$	$X CO_2$	$X N_2$	V см ³ /моль	Р кбар	Р* бар
-56.6	+21.8	1.0	0.0	58-60	1.4	1430
-58.0	+10.4	0.90	0.10			1930
-58.5	+4.0	0.85	0.15			2275
-59.2	-4.2	0.75	0.25			2575
-59.6	-11.5	0.70	0.30			2965
-66.8	+13.0	CO ₂ +H ₂ S		-	-	1840

Р* – давление, определенное по методу Калюжного без учета примеси азота.

Включения типа С гомогенизируются в жидкую фазу в интервале от +21.8 до $-11.5^\circ C$, что обусловлено варьирующим количеством примеси азота. Как видно, формальное применение метода Калюжного в данном случае приводит к ошибочному завышению давления (ошибка определения более 100%) и выводу о сильных вариациях давления при рудообразовании.

В подобных случаях в качестве наиболее близкого к истинному значению давления следует использовать максимально высокую температуру гомогенизации газообразных включений (т.е. содержащих наименьшее количество примесей низкокипящих газов).

Вариации состава газообразного флюида свидетельствуют о том, что наблюдаемые сообщества азотно-углекислотных включений *образовались в разное время* (но при одних РТ-условиях!). Вероятная причина подобного явления будет рассмотрена ниже.

В заключение следует отметить, что большие диапазоны давления (до 2 кбар), приводимые в ряде работ, относятся не к месторождению в целом, а к *группам сингенетических газообразных включений*. Связь таких флуктуаций плотности в газообразной среде с вариациями давления (в связи с тектоникой или по неизвестным причинам) нам кажется малоубедительной. Большой разброс значений давления, очевидно, связан с вышеуказанными факторами и представляет собой *ошибку определения*, а не природное явление. Выявление причин, вызвавших большие неточности, в каждом конкретном случае (т.е. по каждой группе включений) требует скрупулезного анализа первичных данных (которые не всегда публикуются). Подобный анализ не входил в задачи автора, нашей главной целью было получение уточненных термобарогеохимических характеристик для изучаемых рудообразующих флюидных систем.

2.1.2. Валовый анализ состава флюидных включений

На протяжении всего периода изучения флюидных включений и до настоящего времени получение полных количественных данных о химическом составе заключенной в вакуолях жидкой фазы оказывалось возможным лишь с помощью валового анализа, выполняемого методом водных вытяжек. Несмотря на известные недостатки этого метода, его совершенствование и использование имеет важное значение для развития теории и практики термобарогеохимии [Ермаков, Долгов, 1979; и др.].

Появление в арсенале исследователей высокочувствительного метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) предоставило новые возможности анализа растворов водных вытяжек на широкий круг элементов, включая рудогенные металлы.

Автором вместе с В.Ю.Прокофьевым и Ю.В.Васютой разработана комплексная методика анализа состава рудообразующих флюидов [Кряжев и др., 2006], которая включает следующие операции:

- очистку проб от посторонних примесей азотной кислотой (1:1) и затем электролитически в потоке дистиллированной воды;
- вскрытие включений в атмосфере гелия путем нагревания пробы до 500°C;
- газохроматографический анализ выделившихся газов (H₂O, CO₂, предельные (ПУВ) и непредельные (НУВ) углеводороды до C₅H₁₂, хроматограф Agilent 6890, аналитик Ю.В.Васюта);
- приготовление рабочей водной вытяжки: декрепитированную навеску заливают теплой специально очищенной (деионизированной) водой (объем 7 мл.) и помещают на 15 мин. в ультразвуковую ванну, раствор вытяжки отделяют центрифугированием;
- приготовление «холостой» вытяжки производят аналогичным способом после трехкратной промывки пробы водой;
- ионно-хроматографический анализ анионов в вытяжке (Cl⁻, SO₄⁼, F⁻, NO₃⁻, хроматограф ЦВЕТ 3000, аналитик Ю.В.Васюта);
- анализ катионов и микроэлементов в вытяжке методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS), аналитик Е.Д.Торина;
- расчет состава флюидных включений включает вычитание из результатов анализа вытяжек содержаний элементов в используемой воде, вычитание из результатов анализа рабочей вытяжки содержаний элементов в «холостой» вытяжке, расчет массы каждого выделенного компонента в навеске кварца, расчет концентраций компонентов в растворах включений (нормирование по H₂O). Содержание HCO₃ рассчитывают по балансу катионов и анионов.

Большое значение имеет выбор метода вскрытия включений для анализа. Нами было выполнено около 200 анализов водных вытяжек из кварца золоторудных месторождений различного типа. Установлены основные методические особенности анализа состава включений в кварце с применением ICP MS. Многообразие изученных золоторудных объектов позволяет предполагать, что выявленные закономерности имеют достаточно универсальный характер и в первую очередь связаны с фундаментальными физико-химическими и геохимическими факторами, влияющими на результаты анализа. Локальные особенности, присущие каждому конкретному месторождению, здесь пока не рассматриваются.

На диаграмме рис. 5 приведен список элементов, выявляемых при анализе вытяжек из жильного кварца методом ICP MS. Несмотря на рекордную чувствительность, ряд элементов в кварце золоторудных месторождений этим методом ни разу не установлен вследствие их чрезвычайно низкой концентрации в пробах (Ta, Nb, In, Hf, Be, I, Se).

Анализируемые элементы могут поступать в вытяжку из включений различного типа □ флюидных, точечных (в т.ч. структурных), твердых минеральных (сопутствующих или ксеноморфных). Для определения источника элементов проведено сопоставление результатов, полученных при анализе холостых (C_x) и рабочих (C_p) вытяжек при механическом (М) и термическом (Т) способе вскрытия включений в параллельных навесках.

Для серий образцов с однотипными флюидными включениями проводился анализ корреляционных связей между всеми определяемыми компонентами. В результате выделены 4 группы элементов [Кряжев, Прокофьев, Васюта, 2008].

1. В группу *примесей* включены элементы, поступающие в вытяжку практически только из матрицы минерала-хозяина (кварца): **Si, Al, Ga, Ti, Zr, Y, REE**. Концентрация таких элементов в вытяжке прямо зависит от площади поверхности образца и оказывается одинаковой в «холостой» и «рабочей» вытяжках ($C_x(M) \gg C_x(T)$, $C_p=C_x$). Между всеми элементами обнаруживается сильная положительная корреляция.

Очевидно, что при анализе кварца определение концентрации указанных элементов в растворах включений полностью исключено. Отдельные положительные значения разности C_p-C_x случайны и не могут рассматриваться как «полезный» сигнал включений. Прямая корреляция между содержаниями примесей и флюидных компонентов в вытяжках, наблюдающаяся при валовом анализе с механическим способом вскрытия включений, является следствием зависимости результатов от степени измельчения пробы.

2. К группе *ионов* относятся элементы, находящиеся в растворах флюидных включений: основные катионы **Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺**, их геохимические аналоги **Rb, Cs, Li, Sr**, реже **Ba**, а также **B** и **Br**.

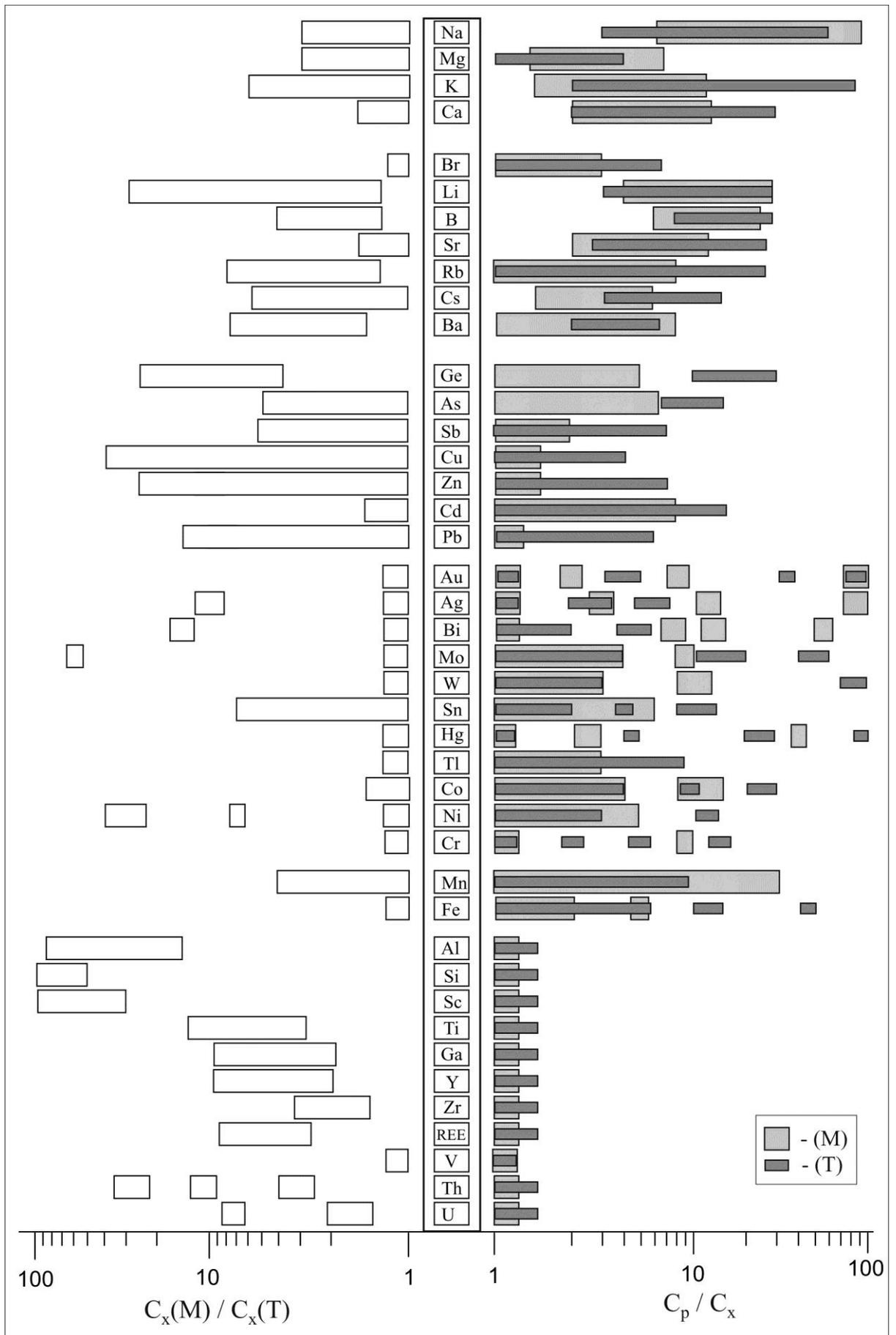


Рис. 5. Отношения концентраций элементов в "рабочих" (C_p) и "холостых" (C_x) вытяжках при механическом (M) и термическом (T) вскрытии включений [Кряжев, Прокофьев, Васюта, 2008].

Концентрации перечисленных элементов в вытяжках практически всегда выше уровня холостого опыта ($C_p > C_x$) и находятся в прямой корреляционной зависимости от определяемых независимо содержаний флюидных компонентов в кварце (в первую очередь H_2O и Cl). Зависимость от площади поверхности либо не наблюдается, либо выражена значительно слабее, чем в группе примесей: $C_x(M) \geq C_x(T)$.

Сопоставление данных валового анализа с криометрическими характеристиками индивидуальных включений свидетельствует о том, что более точные значения концентрации солей дает анализ с механическим вскрытием включений. Причина расхождений заключается в неполном извлечении солей из декрепитированных вакуолей и избыточное количество воды, выделяющееся из дефект-каналов кварца при нагревании.

3. В группу элементов-индикаторов входят присутствующие в кварце практически всех золоторудных месторождений **As, Sb, Cu, Pb, Zn, Cd, Ge**. В вытяжках они проявляются независимо от количества флюидных компонентов и элементов предшествующей группы. Эта особенность не позволяет считать растворы включений их основным источником. Очевидно, элементы находятся в кварце преимущественно в иной форме.

Установлено, что термическим способом указанные примеси извлекаются из кварца в существенно большем количестве: $C_p(T) > C_p(M)$. Эта особенность позволяет предполагать, что элементы-индикаторы входят в состав оптически неразличимых дочерних минеральных фаз, либо микроосадков на стенках вакуолей, нерастворимых в воде, однако переходящих в раствор включений при нагревании. Масса такого осадка, вероятно, варьирует в зависимости от химического состава флюида и температуры захвата включений.

3. *Редкие* элементы отличаются от элементов-индикаторов только значительно меньшей распространенностью. К ним относятся **Au, Ag, Bi, Mo, W, Sn, Hg, Tl, Co, Ni, Cr**. Повышенные концентрации перечисленных элементов встречаются в единичных пробах, поэтому невозможно статистически достоверно определить их связь с элементами других групп или с флюидными компонентами. Решение этого вопроса в каждом случае требует специального исследования, например, способом многократного анализа одной пробы с изменением числа вскрываемых вакуолей. На месторождении Дарасун, в частности, в составе растворов включений этим методом было установлены Mo и Tl [Кряжев, Прокофьев, Васюта, 2006].

Практически для всех элементов отмечены также аномалии, связанные с присутствием в жильном кварце микровключений сопутствующих или ксеноморфных минеральных фаз (карбонатов, сульфидов, слюд и др.). Вероятность поступления вещества из этого источника всегда следует принимать во внимание при анализе вытяжек из дробленых проб.

Приведенная выше группировка отражает наиболее общие закономерности, обусловленные устойчивостью коэффициентов распределения элементов между флюидом и твердыми фазами.

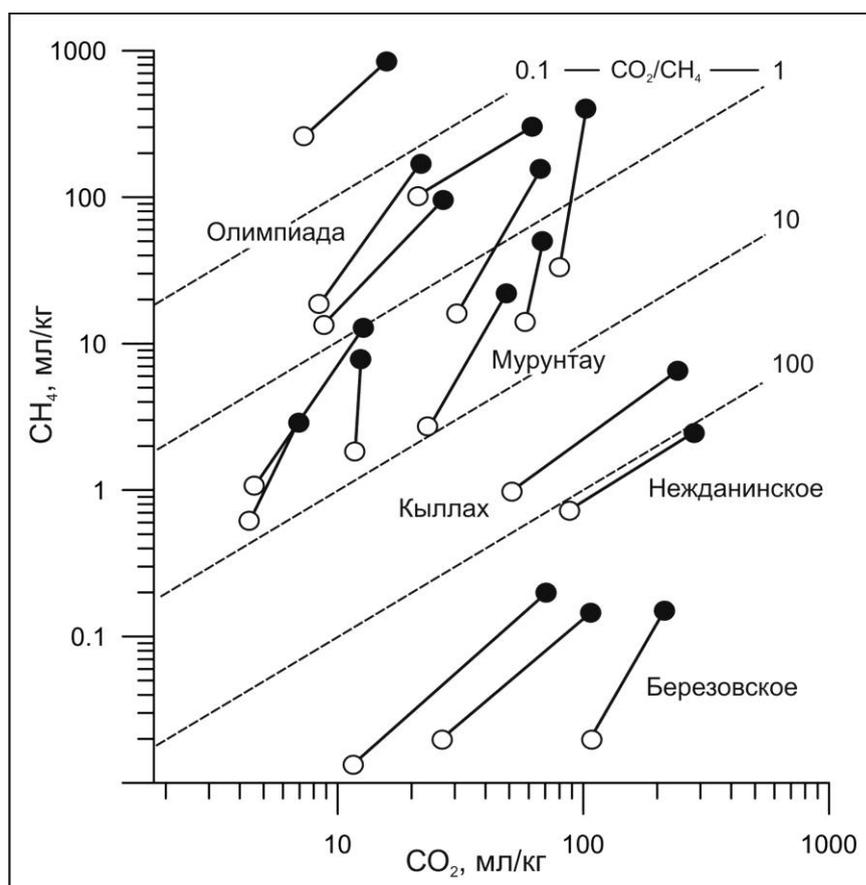
Чем ближе коэффициент к единице, тем больше вероятность перехода элемента в другую группу в зависимости от локальных условий. Например, при низком содержании флюидных включений в образце доля поступающих из матрицы минерала-хозяина элементов (таких, как Li, Ge и др.) может оказаться в вытяжке доминирующей и т.п.

Таким образом, использование данных рядового валового анализа для расчета содержаний большинства металлов в рудообразующих флюидах не имеет достаточных оснований. Основная часть рудогенных компонентов включений входит в состав твердых минеральных фаз, нерастворимых в условиях проведения анализа и требующих применения более широкого комплекса методов. На данном этапе более надежная оценка концентраций металлов во флюиде может быть сделана на основе анализа возможных форм их переноса при определенных *РТХ*-условиях рудоотложения. Анализ водных вытяжек при этом обеспечивает достаточно точное определение основных компонентов раствора (в т.ч. элементов второй группы «ионов»), создающих гидрохимический фон и дающих необходимую для термодинамических расчетов информацию.

Однако, количественное определение химического состава рудоносных растворов - только одна из задач, на решение которых направлен анализ водных вытяжек. Все отмеченные выше типы включений (газово-жидкие, кристалло-флюидные, минеральные и точечные) формируются при участии минералообразующего флюида и в определенной мере качественно наследуют его геохимическую специфику. Поэтому данные о концентрациях всех определяемых примесей в кварце, полученные валовым анализом включений *при соблюдении единства методики для серии образцов*, могут быть использованы с целью типизации различных рудных объектов, выяснения характера эволюции минералообразующих систем в пространстве и времени, а также для разработки новых поисково-оценочных критериев.

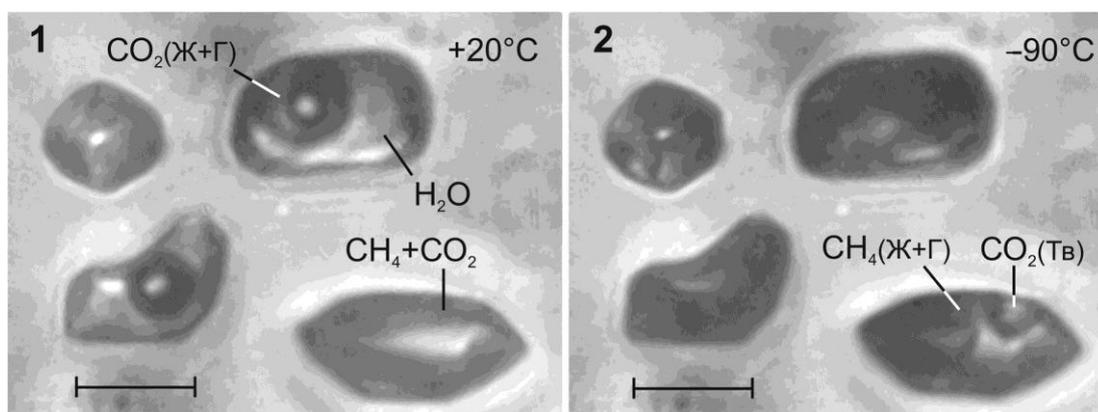
Метод вскрытия включений. При валовом газохроматографическом анализе флюидных включений в кварце «мезотермальных» золоторудных месторождений ($T=400-200^{\circ}\text{C}$, $P=1.5-0.5$ кбар) нами установлены систематические отличия в составе газов, выделенных из одинаковых навесок (0.5 г., класс $-0.5+0.25$ мм) разными способами (рис. 6).

При нагревании до 400°C из кварца выделяется от 10 до 50% газовой составляющей флюида, что подтверждается путем дробления декрепитированных навесок. В тех случаях, когда концентрации компонентов сопоставимы ($\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 1-10$), термически выделенный газ закономерно обеднен метаном, что приводит к повышению отношения CO_2/CH_4 в 5–10 раз. Исследования показали, что наиболее вероятной причиной рассматриваемого явления служит гетерогенность захваченного во включения флюида [Кряжев, Васюта, 2014]. Один из характерных примеров приведен на рис. 7.



Сопоставление результатов анализа газовой фазы, выделенной из кварца при термическом (нагрев до 400°C, белые кружки) и механическом (дробление в атмосфере гелия, черные кружки) вскрытии флюидных включений [Кряжев, Васюта, 2014].

Рис. 6.



1— ассоциация углекислотно-водных и углекислотно-метановых включений в золотоносном кварце месторождения Советское, Енисейский край. 2— те же включения после нагрева до 500°C (углекислотно-водные декрепитировали при 290–300°C, углекислотно-метановые остались без изменений). Длина отрезка 10 мкм [Кряжев, Васюта, 2014].

Рис. 7

Гомогенизация газовых включений происходит в жидкую фазу при $-75...-75.5^{\circ}\text{C}$ с одновременным плавлением твердой CO_2 . Этим параметрам соответствует флюид, содержащий 85 мол.% CH_4 и 15 мол.% CO_2 ($v=60 \text{ см}^3/\text{моль}$).

Газово-жидкие включения содержат щелочно-хлоридный раствор с концентрацией около 8 мас.% NaCl -экв ($T_{\text{ЭВТ}} = -28^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{ПЛ клатрата}} = +6...+5.5^{\circ}\text{C}$) и 7 мол.% углекислоты с примесью метана ($T_{\text{ПЛ}} = -58.5^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{ГОМ(Ж)}} = +24.5^{\circ}\text{C}$, $X_{\text{CH}_4} = 0.1$). Полная гомогенизация включений происходит в интервале $250-255^{\circ}\text{C}$ путем растворения углекислоты в воде.

Расчеты показывают, что при 250°C в газовых и газово-жидких включениях развивается одинаковое давление, равное 1.2 кбар, что подтверждает предположение об их сингенетичности. При дальнейшем нагревании все газово-жидкие включения декрепитируют в интервале $290-300^{\circ}\text{C}$, в то время как большинство газовых остаются без изменений вплоть до 500°C . Отсутствие явлений растяжения и частичной разгерметизации вакуолей однозначно доказывается воспроизводимостью измерений температур гомогенизации газовых включений до и после нагревания. Наблюдаемое различие в поведении включений при нагревании, очевидно, обусловлено более крутым наклоном изохоры H_2O по сравнению с изохорой углекислотно-метанового флюида [Bakker, 2003]

Отмеченные особенности необходимо учитывать при интерпретации данных валового анализа включений гетерогенного газо-водного флюида, которые закономерно распространены в кварце «мезотермальных» золоторудных месторождений.

2.2. Определение источников флюидных компонентов.

По сравнению с методами термобарогеохимии изотопная геология позволяет более широко охарактеризовать условия формирования минеральных ассоциаций, поскольку доступные для изучения флюидные включения распространены ограниченно, а в некоторых минералах они практически отсутствуют. Для сульфидов изотопные данные — единственный надежный источник информации об условиях их кристаллизации. Реконструкция параметров изотопного режима минералообразования обычно выполняется с целью выяснения возможных источников флюидных компонентов. При этом вариации оцениваемых $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}$, $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ могут свидетельствовать об открытости флюидной системы, состав которой изменялся в результате смешения с растворами другого происхождения или взаимодействия с вмещающими породами. В последнем случае анализ распределения изотопов в системе минерализованная зона—вмещающая порода позволяет оценить соотношение объемов привнесенного растворами и заимствованного из вмещающих пород вещества. Представляется маловероятным, что при экстракции из пород второстепенных (рудных) компонентов в процесс не вовлекались

макроэлементы — кислород, углерод и сера. Поэтому, если источником рудного вещества служили породы, то в рудах должны фиксироваться соответствующие изотопные «метки».

Для изотопного анализа элементы переводили из минералов в газ (SO_2 , CO_2), который после криогенной очистки анализировали на масс-спектрометре МИ-1201.

Карбонаты разлагали 100%-ной фосфорной кислотой при температуре 75°C (аналитик Т.А.Кудрявцева). В качестве стандартного образца использовали карбонат КН-2 (аттестованные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} +1.97\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} +27.8\text{‰}$). Погрешность анализа не превышает $\pm 0.2\text{‰}$ для $\delta^{13}\text{C}$ и $\pm 0.4\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$.

Кварц разлагали методом объемного фторирования (аналитики С.Г.Кудрявцев, В.И.Устинов). Стандарным образцом служил кварц ГИН-1.

Сульфиды разлагали посредством реакции с CuO при температуре 750°C (аналитики Н.В.Гурина и Т.А.Кудрявцева). В качестве стандартного образца использован лабораторный стандарт с $\delta^{34}\text{S} = +0.7\text{‰}$. Погрешность анализа не превышала $\pm 0.2\text{‰}$.

Органическое вещество после кипячения пробы в соляной кислоте окисляли до CO_2 в токе кислорода при 650°C . Аналогичным методом извлекали газы ($\text{CO}_2 + \text{CH}_4$) из жильного кварца (аналитик Т.А.Кудрявцева). Стандартом служил REF ($\delta^{13}\text{C} = -31.6\text{‰}$).

Водная фаза флюидов. Как известно, $\delta^{18}\text{O}$ зависит от температуры кристаллизации минерала и изотопного состава кислорода водной фазы флюидов [Тейлор, 1982]. Последний, в свою очередь, определяется источником (или источниками) воды, а также степенью изотопного обмена в системе вода/порода. Кислород — один из главных (по объему) составляющих воды и алюмосиликатных пород. Поэтому при отсутствии взаимодействия между этими резервуарами кислорода $\delta^{18}\text{O}$ как породообразующих минералов, так и водного флюида не может существенно измениться. Это позволяет отличать метаморфогенные прожилки от гидротермальных по изотопным данным.

Для расчета изотопного состава кислорода водной фазы флюидов использовали уравнения фракционирования изотопов кислорода в системах кварц-вода и карбонат-вода [Faure, Mensing, 2005] и температуру, полученную при анализе флюидных включений.

Углеродсодержащие газы (углекислота и метан). Изотопный состав углерода флюидов измеряли путем валового анализа газовых включений в кварце, а также путем расчета с использованием уравнения фракционирования изотопов углерода в системе карбонат- CO_2 [Faure, Mensing, 2005] для температур, определенных по флюидным включениям.

При интерпретации результатов автор пользовался работами [Галимов, 1968, 1973; Кулешов, 1986; Омото, Рай, 1982].

Благородные газы (He, Ar). Оценка степени вовлечения мантийных флюидов в золотоносные гидротермальные системы и определение их роли в рудообразовании является одной из наиболее сложных задач изотопной геохимии. Автором в содружестве с коллективом исследователей ВСЕГЕИ была предпринята попытка приблизиться к ее решению путем исследования изотопного состава гелия флюидных включений в золотоносном кварце из руд эталонных месторождений. Газы выделены из кварца посредством дробления образцов в вакууме. Измеренные значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и величины R/R_A скорректированы на воздушную компоненту гелия по соотношению $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$. Доля мантийного гелия (He_m/He) рассчитана Э.М.Прасоловым для значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в верхней мантии ($1.2 \cdot 10^{-5}$) и в земной коре ($2 \cdot 10^{-8}$).

2.3. Определение источников рудного вещества.

Как было отмечено выше, генезис любого месторождения в терригенных толщах остается дискуссионным без определения основных источников золота. Поскольку в природе существует только один стабильный изотоп этого элемента, однозначное решение данной проблемы в принципе неосуществимо. Однако мы можем максимально приблизиться к ее решению путем изучения изотопов серы – элемента, без которого в среде углеродисто-терригенных пород невозможен эффективный транспорт благородного металла в гидротермальных системах [Pokrovski, Akinfiyev, Borisova et al., 2014 и ссылки в этой работе]. Рассмотрим кратко научно-методические аспекты предлагаемого подхода [Гриненко, Гриненко, 1974; Виноградов, 1980; Омото Х., Рай, 1982].

Изотопный состав серы выражают величиной $\delta^{34}\text{S}$, которая показывает степень его отклонения от серы метеоритов, в которой отношение $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}=22.22$. Поскольку изотопный состав серы в мантии (в мафических магматических породах) близко соответствует метеоритному, величина $\delta^{34}\text{S}$ данного образца серы может служить в качестве меры изменений ее изотопного состава, происшедших со времени первоначального поступления ювенильной серы с $\delta^{34}\text{S} = 0\%$ в земную кору. Точность определения величины $\delta^{34}\text{S}$ составляет $\pm 0.2\%$, а геохимически значимыми считаются вариации, превышающие 1% [Виноградов, 1980].

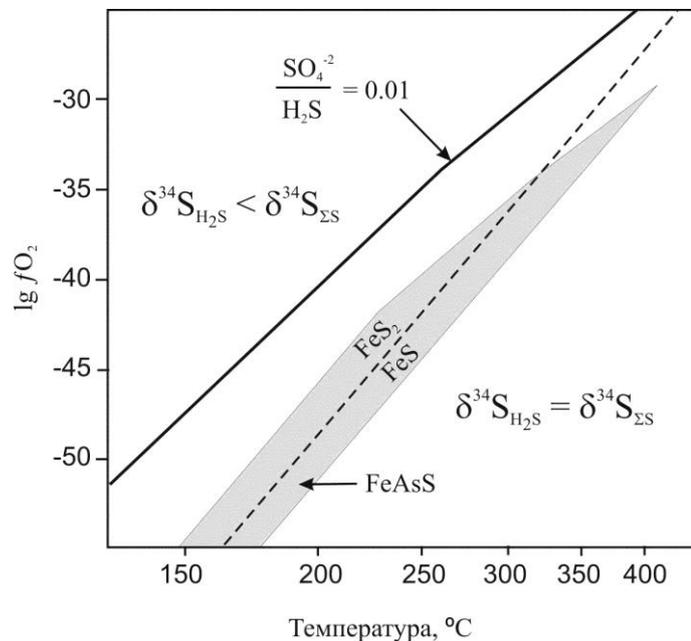
Главной причиной вариаций изотопного состава серы в природе является восстановление сульфатных ионов анаэробными бактериями, живущими в морских отложениях. Эти бактерии выделяют H_2S , сильно обогащенный ^{32}S относительно сульфата. В результате осадочно-диагенетические сульфиды, генетически связанные с этим сероводородом, характеризуются отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (часто до -30%), а в морской воде и в эвапоритах накапливается тяжелый изотоп ^{34}S . Морской сульфат может восстанавливаться до H_2S термохимическим путем в гидротермально-осадочных системах с обогащением пород

изотопно-тяжелыми сульфидами. Сера из всех перечисленных источников в совершенно различных пропорциях может поступать в рудообразующие гидротермальные системы путем ее заимствования из осадочных толщ магмами или флюидами на путях их миграции.

Поскольку процессы смешения могут породить серу самого разнообразного изотопного состава, сами по себе измеренные значения $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ (и величина $\delta^{34}\text{S}$), как и любые другие типоморфные отношения элементов (Rb/Sr, Co/Ni и т.п.), не дают достаточных оснований для генетических выводов без информации о происхождении проанализированного минерала и его окружении. Поэтому при изучении процессов рудообразования важны не столько абсолютные значения $\delta^{34}\text{S}$ в образце, сколько закономерности изменения этой величины в пространстве-времени, т.е. параметры **изотопно-геохимической зональности** рудных тел, месторождений и рудных полей.

В аспекте решаемых задач важно отметить следующие особенности.

1. В восстановительной среде углеродистых пород, когда $f\text{O}_2$ соответствует области устойчивости присутствующей в золотых рудах ассоциации пирит+арсенопирит±пирротин, вся сера находится в форме H_2S (рис. 8). Поэтому измеряемые значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов отражают изотопный состав серы гидротермальных растворов и могут служить характеристикой изотопного состава источника серы [Омото Х., Рай, 1982].



Диаграмма, иллюстрирующая условия формирования арсенопирита в ассоциации с пиритом и/или пирротинном в координатах $\lg f\text{O}_2 - T$ [Омото Х., Рай, 1982; Heinrich, Eadington, 1986]. Значимые отклонения изотопного состава сульфидной серы от изотопного состава суммарной серы флюида возможны только левее и выше линии, отвечающей уровню $\text{SO}_4^{2-} / \text{H}_2\text{S} = 0.01$. Как видно, изотопный состав сульфидов, содержащихся в рудах золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах, во всем интервале температур не отличается от изотопного состава серы рудообразующего флюида.

Рис. 8.

Ниже показано, что фракционирование изотопов серы в гидротермальных системах, предполагаемое Омото и Раем [1982] в большей мере является редким исключением, нежели закономерностью.

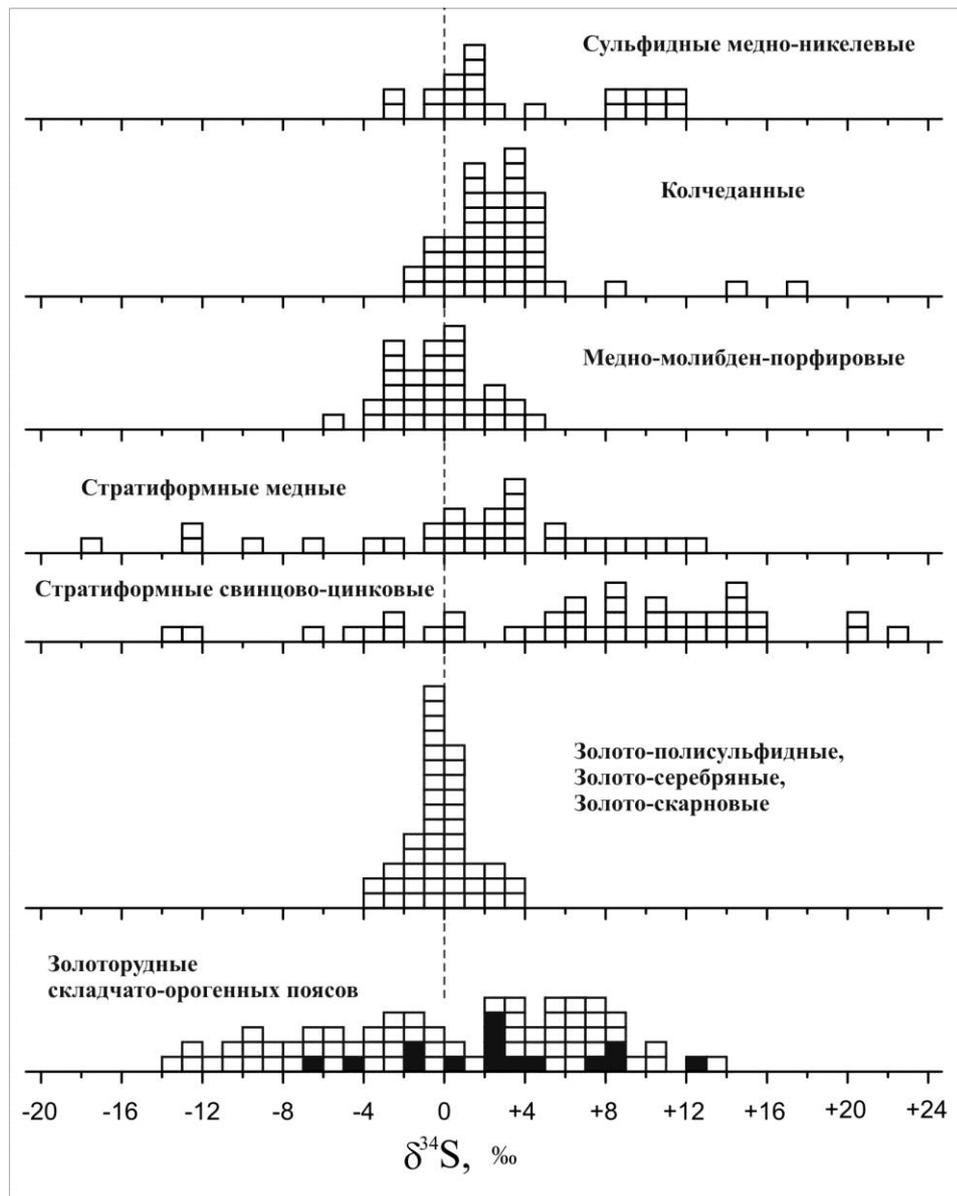
Обстановки формирования золотосодержащих руд исключительно разнообразны. Лишь немногие эндогенные месторождения можно сравнить с золоторудными в отношении признаков, позволяющих проводить анализ особенностей рудообразования в различных геотектонических, геологических и физико-химических условиях. Изотопный состав серы имеет немаловажное значение в подобных исследованиях, поскольку для всех без исключения типов месторождений золота установлена тесная пространственно-временная связь золотого оруденения с сульфидной минерализацией.

С.Г.Кряжевым и В.А.Гриненко [Кряжев, Гриненко, 2010] обобщены результаты собственных исследований золоторудных месторождений основных рудноформационных типов. Используются также данные, заимствованные из многочисленных публикаций (рис.9). Учтены только те анализы, которые характеризуют изотопный состав серы сульфидов промышленных золотосодержащих руд. Эти сульфиды либо сами являются минералами-концентраторами золота, либо находятся в тесной парагенетической связи с самородным золотом и входят в состав продуктивных минеральных ассоциаций. Во всех случаях они отличаются достаточно гомогенным изотопным составом серы, позволяющим использовать среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ в качестве характеристики источников серы золотоносных флюидов. Для сравнения приведены данные по изотопному составу серы месторождений других металлов [Гриненко, Гриненко, 1974].

Выделяются две крупные группы золоторудных месторождений, сформированных в различных геотектонических обстановках и отличающихся характером вариаций $\delta^{34}\text{S}$.

Золото-(сульфидно)-кварцевые месторождения зон тектоно-магматической активизации и золото-серебряные месторождения вулcano-плутонических поясов приурочены к участкам повышенной проницаемости земной коры и формируются в тесной парагенетической связи с проявлениями магматизма. Сера в рудах, независимо от состава рудовмещающего субстрата, по изотопному составу близка к метеоритной, отличаясь от нее не более чем на 4‰, в 60% случаев – не более чем на 1‰. Указанная особенность позволяет предполагать глубинный источник серы в золотоносных рудообразующих системах.

Золото-сульфидные и золото-кварцевые месторождения складчато-орогенных поясов (в число которых преимущественно включены месторождения в углеродисто-терригенных комплексах) отличаются широкой дисперсией изотопных составов серы.



Прямоугольник означает среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов месторождения. Черным цветом выделены данные по крупным золоторудным месторождениям.

Рис. 9. Изотопный состав серы рудных месторождений различных типов [Кряжев, Гриненко, 2010]

Сера руд в целом характеризуется весьма широким диапазоном средних значений $\delta^{34}\text{S}$ от -14 до $+14\text{‰}$, что указывает на преимущественно коровый источник этого элемента. Установлено, что в каждой конкретной рудной провинции исключительным развитием пользуются месторождения, сульфидная сера которых по сравнению с метеоритной значительно обогащена либо тяжелым (Енисейская, Байкало-Патомская и др.), либо легким (Верхояно-Колымская и др.) изотопом. При этом для месторождений, удаленных друг от друга на десятки-сотни километров и залегающих в разновозрастных осадочных и магматических

породах, фиксируются близкие средние значения $\delta^{34}\text{S}$. Этот факт может указывать на существование региональных процессов генерации изотопно-гомогенного сероводорода, вовлекаемого в золотоносные гидротермальные системы. Наиболее вероятны процессы ассимиляции осадочной серы гранитоидными магмами, отделяющими затем рудообразующие флюиды (см. например, [Али, Прокофьев, Кряжев, 2014; Soloviev, Kryazhev, Dvurechenskaya, 2017a]). Не исключено, однако, и «пластовое восстановление» осадочных сульфатов при участии органического вещества [Виноградов, 1980].

Таким образом, диапазон и характер вариаций изотопного состава серы золоторудных месторождений в пределах рудных районов и провинций складчато-орогенных поясов определяется всей совокупностью геологических условий возникновения золотоносных рудообразующих систем, в первую очередь - обстановками осадконакопления и геодинамическим режимом развития внутрикорового гранитоидного магматизма.

2. ^{34}S и ^{32}S являются стабильными изотопами, отношение их концентраций $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ в закрытой системе является постоянной величиной. Любое изменение $\delta^{34}\text{S}$ (т.е. изменение $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) всегда является исключительно следствием привноса-выноса вещества. Другими словами, поступление «инородной» серы и золота из внешнего источника, отличающегося по изотопному составу серы, неизбежно должно отражаться на вариациях $\delta^{34}\text{S}$ кристаллизующихся золотоносных сульфидов. Следует также особо отметить, что не известны физико-химические процессы, приводящие к повышению $\delta^{34}\text{S}$ сероводорода в закрытой системе [Омото, Рай, 1982].

3. Золото в гидротермальных растворах количественно является резко подчиненным компонентом и транспорт его значительных масс должен быть связан с перемещением огромного количества серы. Поэтому можно ожидать, что подобный процесс неминуемо найдет свое отражение в изотопно-геохимических особенностях оруденения.

На рис. 9 показаны диапазоны вариаций $\delta^{34}\text{S}$ для некоторых наиболее полно изученных месторождений различного возраста, локализованных в терригенных комплексах (по каждому месторождению выполнены десятки и сотни определений).

Независимо от взглядов на генезис оруденения для всех объектов характерна общая закономерность, которая служит экспериментальным подтверждением изложенных выше теоретических положений. По сравнению с вмещающими породами руды содержат более изотопно-гомогенную серу, вариации $\delta^{34}\text{S}$ золотоносных сульфидов не превышают 6‰ даже при наличии нескольких этапов оруденения. Эта особенность может являться следствием поступления серы и золота в руды из общего гомогенного источника (например, магматического очага), либо следствием гомогенизации серы в процессе масштабной миграции рудоносных флюидов при отсутствии процессов изотопного фракционирования.

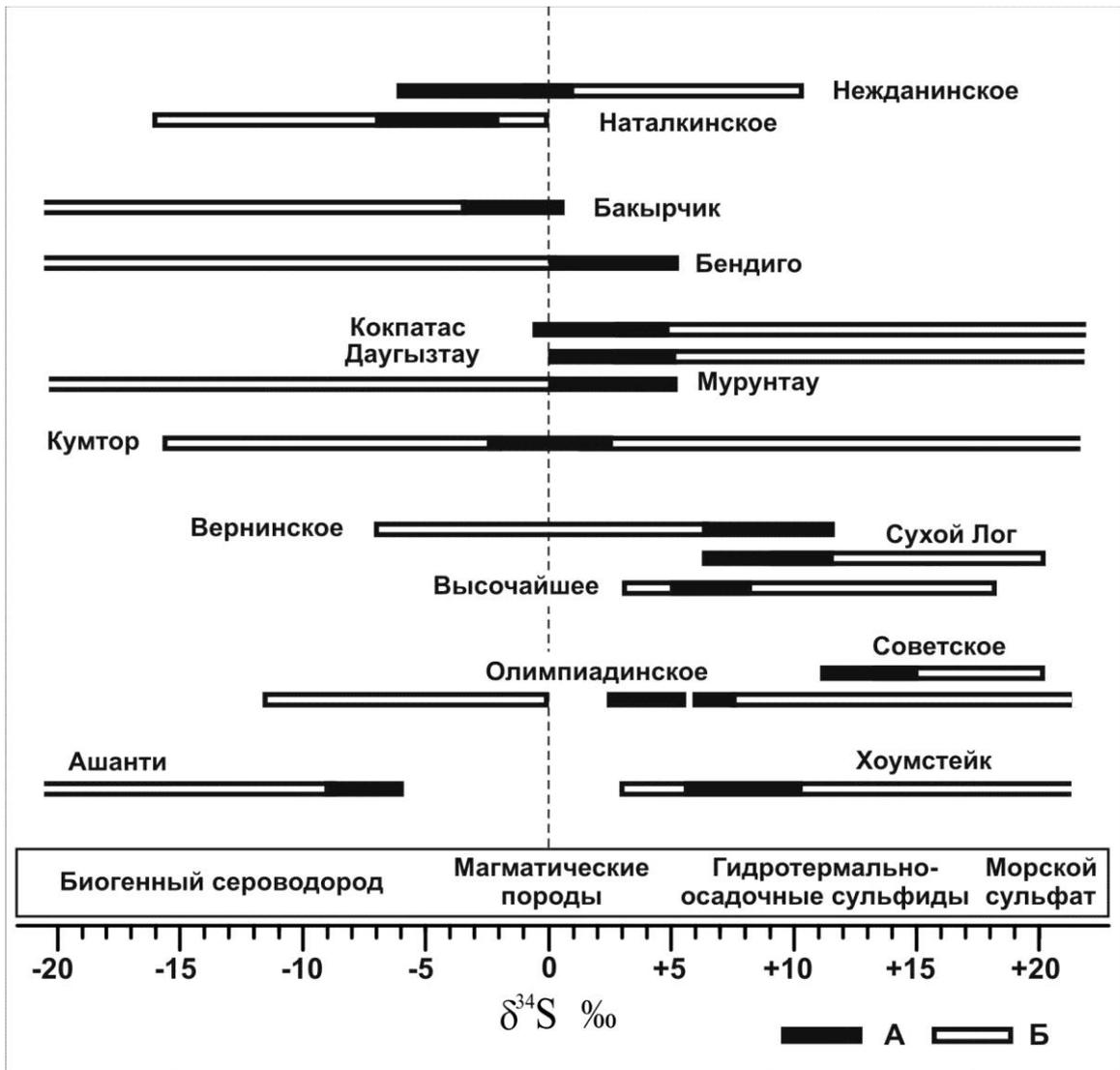


Рис. 10. Диапазоны вариаций изотопного состава серы сульфидов в рудах (А) и во вмещающих породах (Б) золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах [Кряжев, 2017]. Использованы данные из работ: [Гамянин, Бортников, Алпатов, 2000; Константинов, 2009; Гончаров, Ворошин, Сидоров, 2002; Заири, 1992; Jia, Li, Kerrich, 2001; Гаврилов, Гриненко, 1980; Кряжев, Глухов, Русинова и др., 2003; Oberthuer, Mumm, Votter et al., 1996; Rye D.M., Rye R.O., 1974; Константинов, Косовец, Кряжев и др., 2002; Русинов, Русинова, Кряжев и др., 2008; Кряжев, Устинов, Гриненко, 2009; Дубинина, Иконникова, Чугаев А.В., 2010; Заири, Шер, Стрижов и др., 1977; Дистлер, Митрофанов, Немеров, 1996; Chang, Large, Maslennikov, 2008; Кряжев, Ганжа, Двуреченская, 2010; Кряжев, 2002; Кряжев, 2007; Кряжев, 2016]

В породах же, как видно, сохраняются первично-осадочные изотопно-геохимические неоднородности. Причем эти неоднородности присутствуют и в многочисленных реликтах неизмененных пород в рудных телах, что исключает предположение о наложенном характере золотой минерализации по отношению к сульфидам продуктивных ассоциаций.

Следует также отметить, что в большинстве случаев по изотопным данным сера в рудах не могла быть получена путем усреднения серы из вмещающих пород. Следовательно, она была привнесена из внешних по отношению к месторождениям источников. Судя по близости значений $\delta^{34}\text{S}$ к «магматическому» уровню – из источников преимущественно эндогенной природы.

Таким образом, закономерная связь серы и золота при формировании его месторождений, очевидная для сульфидных руд с субмикроскопическим золотом, на изотопном уровне подтверждается для всех золото-сульфидных и золото-кварцевых месторождений.

Изотопный состав рудного свинца. Строго говоря, для руд золота свинец не является «рудным веществом». Скорее наоборот, этот элемент в геохимическом отношении является антагонистом благородному металлу, т.к. транспорт Pb осуществляется бессернистыми хлоридными растворами [Pokrovski, Akinfiyev, Borisova et al., 2014]. Тем не менее высокая генетическая информативность, присущая U-Pb изотопной системе, привлекает к ней исследователей. Автор изучил основные принципы интерпретации изотопно-свинцовых данных по работам [Stacey, Kramers, 1975; Доу, Стейси, 1977; Доу, Зартман, 1982; Faure, Mensing, 2005]. Изотопные анализы рудного свинца (TIMS) выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ Р.Ш.Крымским.

Основной вывод. Руды всех крупных золоторудных месторождений по сравнению с породами вмещающих углеродисто-терригенных комплексов характеризуются высокой изотопной гомогенностью серы сульфидов ($\delta^{34}\text{S} \pm 3\%$). Следовательно, привнос золота осуществлялся эндогенными флюидами при *обязательном* участии серы, что подтверждает представления о ведущей роли этого элемента в гидротермальном транспорте благородного металла. Таким образом, изотопно-геохимическую зональность можно рассматривать как признак инфильтрации золотоносных растворов и использовать для определения их возможного источника. Изотопно-геохимическая зональность по существу является разновидностью инфильтрационной метасоматической зональности с внутренней зоной, $\delta^{34}\text{S}$ которой определяется составом инфильтрующихся флюидов, и внешней, которая сохраняет изотопно-геохимические признаки более ранних процессов.

3. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЭТАЛОННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ

Генетические модели по А.Ф.Коробейникову (2009) являются моделями геологических процессов, обуславливающих формирование рудных объектов различного ранга. Модели позволяют прогнозировать условия локализации оруденения и используются для установления рудоконтролирующих факторов, разработки критериев прогнозирования и для выделения перспективных площадей. Основой для создания генетических моделей служат геологические модели месторождений. При разработке моделей устанавливаются минералого-петрографические парагенезисы, определяются параметры газово-жидких включений, изотопный состав S, Ag, O, C и других элементов на эталонных объектах, возрастные соотношения геологических образований.

Л.Н.Овчинников (1988) к числу главных генетических факторов, на которых основывается построение генетических моделей, относит глубинность зарождения и тип геологического процесса, порождающего рудообразование, источник рудного вещества, источник энергии рудного процесса, рудообразующий раствор (транспортирующий агент), среду и механизм отложения рудного вещества, взаимодействие с вмещающими породами, зональность, термодинамическую обстановку.

В приложении к месторождениям в углеродисто-терригенных толщах и в контексте данного исследования можно принять смешанную (по В.И.Смирнову) модель рудообразующих процессов, которая допускает глубинную природу энергетического источника и смешанное происхождение рудообразующих растворов, формирующихся за счет эндогенных и/или экзогенных источников. В качестве главного транспортирующего агента, обеспечивающего перенос золота от источников к областям рудонакопления, в соответствии с принятой в работе базовой аксиомой, выступают содержащие сульфидную серу эндогенные флюиды. Пути их передвижения к области рудоотложения отвечают зонам повышенной проницаемости в земной коре. Соответственно, главный предмет исследования при моделировании – вероятный источник рудного вещества. С наиболее общих позиций для руд золота можно предполагать два крайних случая: поступление металла из вмещающих углеродисто-терригенных пород или из глубинного эндогенного источника. Природа последнего может служить предметом более глубоких исследований.

В соответствии с отмеченными положениями в данной главе рассматриваются эталонные месторождения в порядке возрастания вероятности их парагенетической связи с магматизмом. Для каждого объекта приводится геологическая модель, исследуются элементы изотопно-геохимической зональности и параметры рудообразующих флюидов.

3.1. Байкало-Патомское нагорье

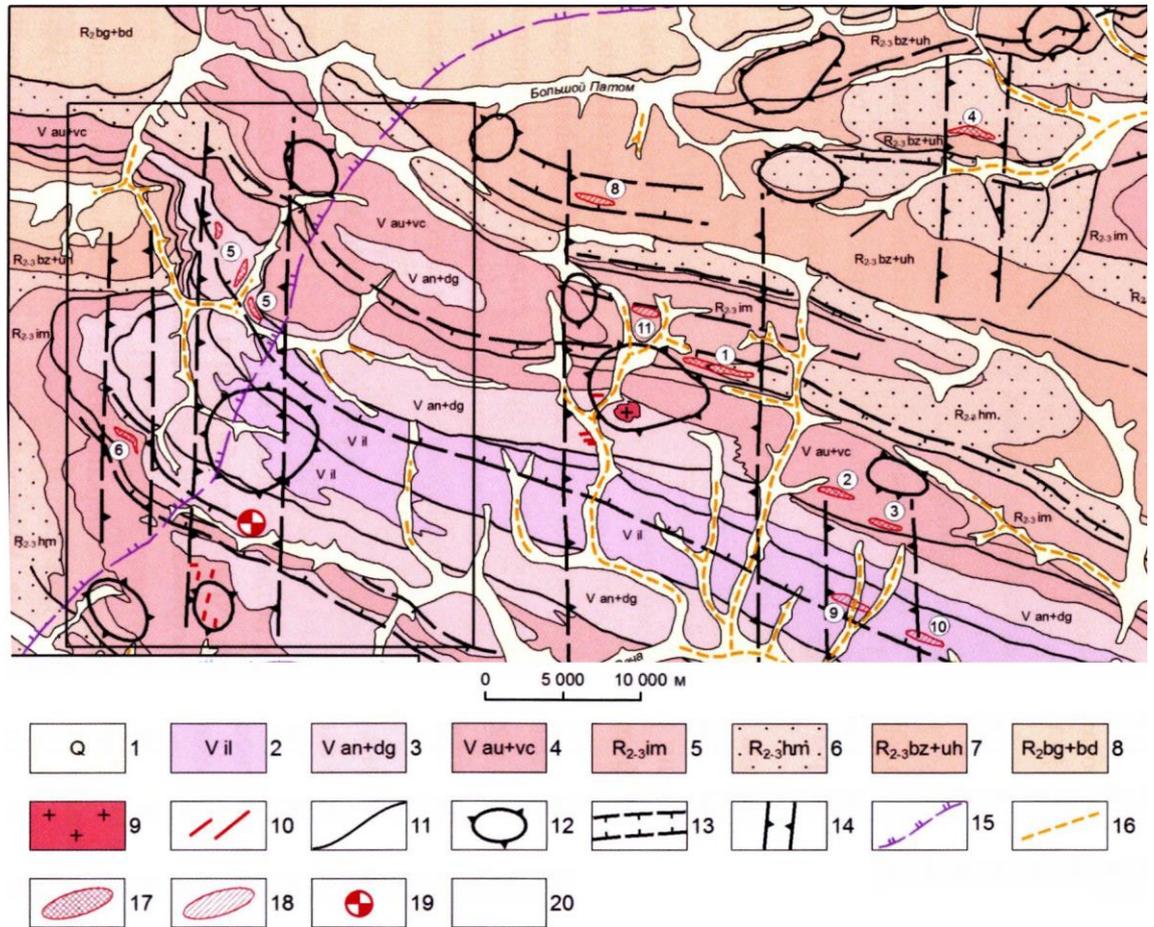
3.1.1. Характеристика эталонных месторождений

Золотоносная площадь, в пределах которой локализованы месторождения и рудопроявления золото-сульфидной формации, расположена в северной части Бодайбинского (Ленского) рудного района (рис. 11). Традиционно здесь выделяются два рудных узла – Кропоткинский (с месторождениями Сухой Лог и Вернинско-Невское) и Хомолхинский (с месторождением Высочайшее или Голец Высочайший). Все три месторождения и серия сопровождающих их рудопроявлений относятся к одному своеобразному «сухоложскому» типу. Они сконцентрированы в пределах достаточно локальной площади размерами порядка 30 км в поперечнике. По нашему мнению, эту часть Бодайбинского района целесообразно рассматривать как единый (Сухоложский) рудный узел.

Геологическому строению района, условиям локализации и минералого-геохимической характеристике руд посвящены многочисленные публикации, использованные автором при составлении данного раздела диссертационной работы [Казакевич, Шер, Жаднова и др., 1971; Буряк, 1982; Иванов, Лившиц, Перевалов и др., 1995; Буряк, Хмелевская, 1997; Лаверов и др., 2000; Вуд, Попов, 2006; Карпенко, Мигачев, Михайлов и др., 2006; Иванов, 2014; и др.]

На примере месторождения Сухой Лог и его аналогов была разработана модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования [Буряк, 1982], которая в том или ином варианте принимается большим числом исследователей. Эти объекты действительно во многом уникальны, т.к. представляют собой своеобразный геологический «заповедник» - останец слабо метаморфизованных рифейских пород с раннепалеозойским оруденением (около 445 млн лет) в обрамлении кристаллических сланцев и гранитов герцинского возраста (430-320 млн.лет) [Иванов, 2014]. Догранитный возраст руд, предполагаемый по геологическим данным, подтвержден современными геохронологическими методами [Чугаев, 2007; Юдовская, Дистлер, Родионов и др., 2011], поэтому месторождения сухоложского типа можно с полным основанием считать эталоном золоторудных объектов, сформированных в обстановках осадконакопления, дагенеза и зеленосланцевого метаморфизма без участия коллизионного магматизма. Именно поэтому они выбраны автором для исследования причинно-следственных связей между оруденением и вмещающими углеродисто-терригенными толщами.

В 2003-2004 годах автором по заказу ОАО «Высочайший» были изучены представительные коллекции образцов, отобранных геологами этой организации из траншей и керн скважин. Руды месторождения Сухой Лог исследованы нами вместе с А.М.Гавриловым [Гаврилов, Кряжев, 2008] по материалу технологических проб, отобранных в процессе переоценки этого месторождения в 2007-2008 гг.



Условные обозначения: 1 - четвертичные отложения; вендские свиты: 2 - илигирская (сланцы углеродистые, прослой песчаников углеродистых иногда известковистых), 3 - анангская и догалдынская (песчаники полимиктовые и аркозовые иногда известковистые, прослой сланцев углеродистых и слабо углеродистых), 4 - аунакитская и вачская (сланцы высокоуглеродистые, прослой песчаников кварцевых углеродистых); средне-верхнерифейские свиты: 5 - имнянская (известняки, карбонатно-сланцевые алевролиты, сланцы, песчаники), 6 - хомолхинская (сланцы и метаалевролиты углеродистые, в средней части - прослой кварцевых песчаников), 7 - бужуйхтинская и угаханская (сланцы углеродистые в переслаивании с песчаниками, в верхней части - с известняками); 8 - среднерифейские бугорихтинская и бодайбокская свиты (песчаники полимиктовые, прослой сланцев углеродистых, в верхней части - известняки с прослоями сланцев углеродистых); граниты конкудеро-мамаканского комплекса: 9 - массивы биотитовых гранитов, 10 - дайки гранит-порфиров; 11 - основные разломы (надвиги, взбросы); 12 - контур надинтрузивных зон над нескрытыми эрозией гранитными интрузиями на глубине около 3 км (по геолого-геофизическим данным); 13 - продольные рудоконтролирующие (для золотого оруденения) зоны рассланцевания и складчато-разрывных деформаций; 14 - сингранитные зоны поперечных деформаций над разломами фундамента; 15 - изограда биотита регионального метаморфизма; 16 - основные промышленные россыпи золота; 17 - месторождения рудного золота (1 - Сухой Лог, 2 - Вернинское, 3 - Невское, 4 - Высочайшее, 5 - Ожерелье, 6 - Ыканское); 18 - рудные зоны с промышленными параметрами Верхне-Угаханского (8), Атыркан-Кудускитского (рудопроявления: 9 - Атырканское, 10 - Кудускитское) рудных полей; 19 - рудопоявление олова и вольфрама Юдовое (с Au, Ag, Bi); 20 - контур территории Мараканского участка.

Рис. 11. Схематизированная геологическая карта северной части Бодайбинского рудного района [Иванов, 2014]

Первые данные по Вернинскому месторождению были получены в результате анализа коллекции образцов, отобранных в 1979-1983 гг. С.Д.Шером, Д.А.Дорофеевым, Е.А.Зверевой и Г.Б.Ганжой. В полевой период 2009 года автор посетил все три месторождения рудного узла. Нам удалось не только детально изучить руды, вскрытые карьерами и скважинами, но и отобрать представительный каменный материал из рудовмещающих толщ на различном расстоянии от месторождений. Именно результаты комплексных минералого-петрографических и изотопно-геохимических исследований этих образцов и проб позволили решить ряд ключевых вопросов в проблеме генезиса месторождений данного типа.

Обобщение опубликованных и фондовых материалов показало, что локализация месторождений в пределах рудного узла может быть обусловлена совместным благоприятным влиянием нескольких факторов – литолого-фациальных, структурно-тектонических, метаморфических и магматических. В зависимости от той роли, которой исследователи отводят тому или иному фактору, формируются и рудогенетические концепции.

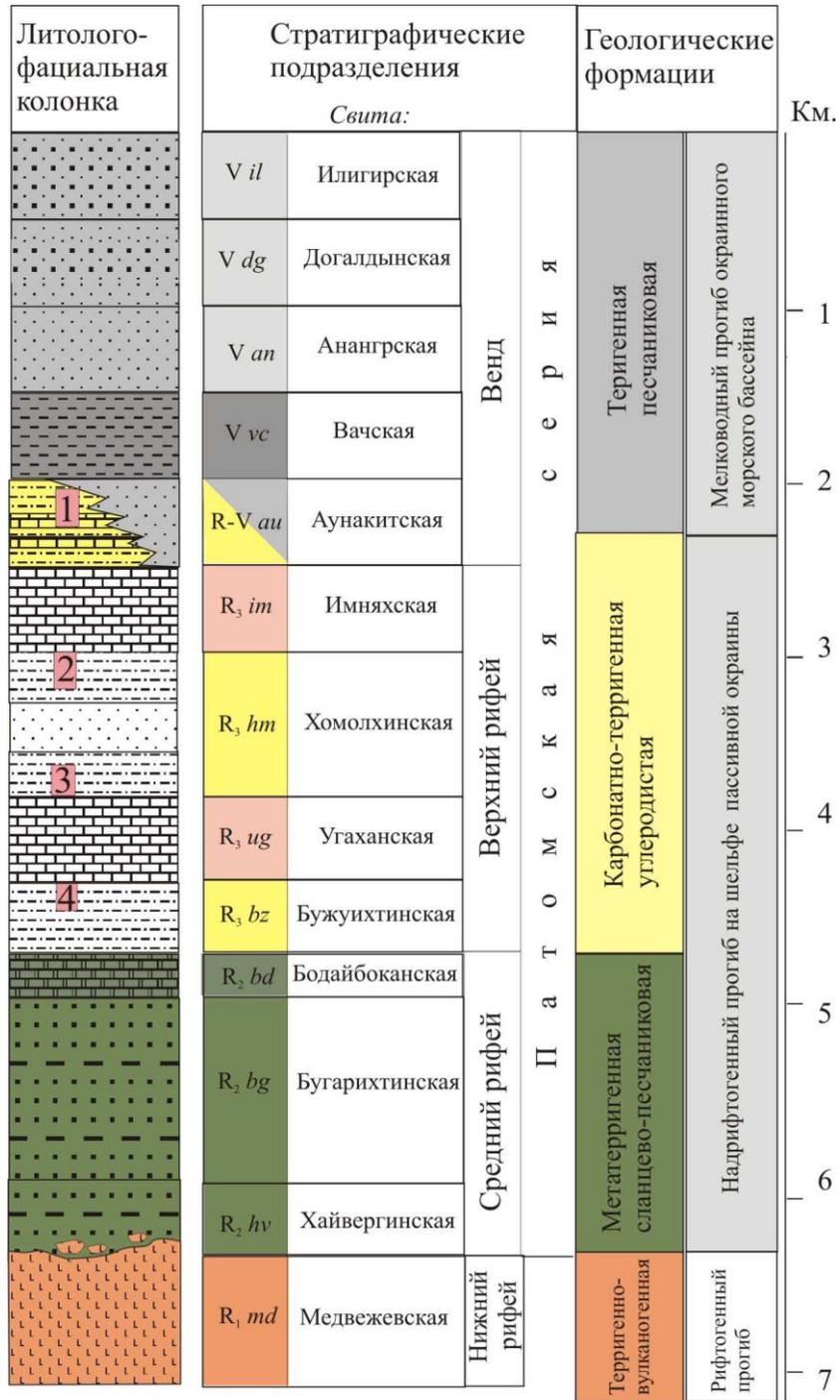
Формационные и литолого-фациальные факторы. В вертикальном ряду формаций осадочных пород, слагающих Бодайбинский синклинорий, рудовмещающая часть разреза определяется весьма отчетливо. Площадь узла совпадает с наиболее обширным ареалом развития толщ карбонатно-терригенной углеродистой формации, входящих в состав патомской серии верхнего протерозоя (рис. 12).

В качестве основной причины повышенной рудоносности терригенных пород указанной формации можно предположительно допустить высокое содержание серы, закисного железа и $S_{орг}$, что создает благоприятную обстановку для формирования наложенного золото-сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения.

Промышленные скопления золота формируются преимущественно в тонкозернистых терригенно-углеродистых породах, характеризующихся наличием осадочно-диагенетических магнезиально-железистых карбонатов и пирита.

Содержание $S_{орг}$ в рудовмещающих толщах может изменяться в значительных пределах - от 0.1 до 5-6% и более. Четко выраженной зависимости между содержанием $S_{орг}$ в разрезе и его продуктивностью не обнаружено. Вероятно, присутствие $S_{орг}$ в породах благоприятно для рудоотложения, но не является решающим и, тем более, единственным фактором.

Рудовмещающие пачки, представленные флишоидным переслаиванием алевропелитов, филлитов и алевролитов, на флангах рудных полей сменяются более грубозернистыми отложениями - алевролитами и песчаниками с подчиненными прослоями сланцев [Буряк, 1982].



Условные обозначения

- [Pattern] гравелиты
- [Pattern] известняки
- [Pattern] песчаники
- [Pattern] мраморы
- [Pattern] алевролиты
- [Pattern] метапесчаники, слюдяные сланцы
- [Pattern] сланцы
- [Pattern] железистые кварциты, метадиабазы

1 Золото-сульфидные месторождения:
 1 - Вернинское, 2 - Сухой Лог, 3 - Высочайшее,
 4 - Верхне-Угаханское.

Рис. 12. Положение месторождений сухоложского типа в разрезе позднепротерозойских толщ Байкало-Патомской складчатой области.

Мощные пласты известняков практически не рудоносны (т.к. прежде всего не содержат железа для образования сульфидов), поэтому естественными границами рудных полей служат контуры выходов карбонатных толщ, подстилающих или перекрывающих рудоносные терригенно-углеродистые отложения. Ограничение рудоносного блока на глубине под карбонатными породами проводится в зависимости от углов падения рудных залежей и условий экономической целесообразности. По простирацию рудовмещающего горизонта границы рудного поля проводятся по фациальной смене тонкослоистых алевролитов и сланцев относительно грубообломочными породами (алевролитами и песчаниками) и затухании сульфидной минерализации.

Структурно-тектонические факторы. Структура Бодайбинского рудного района определяется сложным сочетанием пликативных и разрывных дислокаций в виде сложной системы складчатых блок-пластин, разделенных надвигами, зонами рассланцевания и смятия (см. рис. 11). Северная и южная границы рудного узла проводятся по крупным надвигам, разделяющим структурные блоки. В северном (надвинутым) блоке обнажаются породы подстилающей метатерригенной сланцево-песчаниковой формации среднего рифея. Южный блок, находящийся в автохтонном залегании, сложен отложениями венда.

На площади развития пород рудовмещающей карбонатно-терригенной углеродистой формации золотое оруденение контролируется линейными складками, продольными и поперечными нарушениями. А.И.Иванов (2014) основную рудоконтролирующую роль отводит субсогласным простирацию пород зонам рассланцевания (см. рис. 11). Эти зоны, сформированные на заключительных этапах линейного складкообразования, характеризуются интенсивным проявлением процессов пиритизации и карбонатизации. Предполагается, что золотоносные флюиды поступали в осадочно-метаморфическую толщу по глубинным разломам, в процессе миграции обогащались металлом за счет терригенных пород и создавали повышенный геохимический фон в зонах рассланцевания. В пределах последних при последующих процессах метаморфизма и магматизма, преимущественно в местах пересечения продольных зон поперечными нарушениями, образовались месторождения золота.

Таким образом, наиболее благоприятны для локализации оруденения те узлы напряженной складчатости, нагнетания и флексурообразных изгибов, которые находятся в местах пересечений и сопряжений с глубинными зонами повышенной проницаемости. Эти зоны не всегда четко фиксируются, но дешифрируются на аэро-космоснимках, на гравиметрических картах проявляются в виде линейных высокоградиентных зон.

Рудоконтролирующая роль этих структур, связанных с разломами фундамента, прослеживается на всех этапах геологического развития территории – от контроля мощностей и фаций до распределения гидротермальной минерализации [Буряк, 1982; Иванов, 2014].

Метаморфические факторы. Промышленное золото-сульфидное оруденение локализуется исключительно в зоне развития серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Принимая во внимание эту закономерность, в качестве восточного и западного ограничений рудного узла целесообразно принять области развития кристаллических сланцев эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Эти области контролируются глубинными разломами и прослеживаются в субмеридиональном направлении на расстояние 1500 км при ширине около 80 км. В их центральных «осевых» частях на поверхность выходят гранито-гнейсы, гранит-пегматиты и палингенные граниты. В краевых частях наблюдается существенная перестройка текстурных особенностей и минерального состава пород. Плоскостные текстуры, свойственные рудовмещающим отложениям, стираются. Вместо них развиваются линейные текстуры, которые выражаются в приобретении породами характерной карандашевидной отдельности и линейной ориентировке новообразованных высокотемпературных минералов (биотита, амфибола и др.). Формирование сланцев *сопровождается исчезновением из пород пирита и магnezиально-железистых карбонатов.*

Золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые месторождения и рудопроявления, известные в зонах развития кристаллических сланцев, очевидно, принадлежат к другому рудноформационному типу. Можно предположить, что некоторые из этих объектов образовались в результате полной регенерации месторождений сухоложского типа, но фактические данные, подтверждающие или опровергающие эту гипотезу, пока отсутствуют.

Магматические факторы. На гравиметрических картах рудоносные области характеризуются относительно пониженными значениями Δg ввиду развития на глубине гранито-гнейсовых куполов и поясов разуплотнения. Отчетливо проявляется приуроченность оруденения к периферийным частям таких зон разуплотнения, что выражается в тяготении рудных полей и месторождений к зонам повышенных градиентов силы тяжести. Благоприятные глубины залегания фронта гранитизации для кварцево-жильного оруденения принимаются в 2–5 км, для золото-сульфидного прожилково-вкрапленного – 1–2 км. Надо отметить, что количество выделенных выступов скрытых гранитных массивов в Бодайбинском районе значительно превышает число выявленных месторождений.

Геохимические факторы. Околорудные геохимические ореолы месторождений сухоложского типа неконтрастны, а содержания сопутствующих золоту элементов (Ag, Pb, Zn, Cu, Co, Sb, Hg и др.) в них низкие или очень низкие. Содержания последних в пределах рудных

тел обычно не более, чем в 5-10 раз превышают кларковые, а во многих случаях вообще не фиксируются как повышенные. Поэтому использование геохимических ореолов сопутствующих элементов при поисках промышленного золотого оруденения затруднено, а данные по их содержанию следует оценивать как косвенные показатели. Решающее значение имеют данные по содержанию самого золота.

Помимо золота информативен только мышьяк. Ореолы его, даже незначительно превышающие фоновые, заслуживают самого пристального внимания и проверки.

«Фоновая» золотоносность вмещающих пород района изучена весьма обстоятельно [Поликарпочкин, Гапон, Шергин, 1977]. Установлено, что содержания осадочного золота в черных сланцах и алевролитах достигают десятых долей грамма на тонну, может быть и больше (эти результаты были нами воспроизведены в 2010 г [Кряжев, 2010а]). В распределении золота осадочных пород по площади Бодайбинского района наблюдается закономерность, заключающаяся в том, что в его срединной части проходит полоса повышенных концентраций золота, протягивающаяся в северо-восточном направлении. Эта полоса отличается и по особенностям состава осадочных карбонатов, отражающих обстановку осадкообразования. В пределах ее карбонаты осадочных пород имеют преимущественно магнезиально-железистый состав. Западнее содержания золота уменьшаются, причем более грубые *осадки здесь содержат больше золота, чем тонкие*, что связано, вероятно, с увеличением роли кластического золота. Количество карбонатов уменьшается, и состав их сдвигается в кальциевую сторону. Второй факт на который обращают внимание авторы – локализация рудопроявлений в тех пачках, которые обогащены осадочным золотом [Поликарпочкин, Гапон, Шергин, 1977]. Здесь следует отметить тот факт, что распределение первично-осадочного золота (хемогенного и кластогенного) в целом сохранилось, несмотря на прошедшие процессы диагенеза, катагенеза, метаморфизма. Как видно, представления о «резкой агрессивности» отжимаемых при дегидратации вод и их способности растворять и транспортировать золото могут оказаться чисто умозрительными предположениями.

Гидротермально-метасоматические факторы. Метасоматиты, сопровождающие золотое оруденение, относятся к гипомезоабиссальным фациям метаморфогенной березит-лиственитовой апосланцевой формации [Буряк, 1982]. Характерные особенности этих метасоматитов: регионально-площадное распространение вдоль зон повышенного рассланцевания, отсутствие пространственной связи с магматическими породами, неконтрастность. Образцы, отобранные из рудных тел, петрограф определит как «метасоматит», но при этом уверенно отличить руды от пород, отобранных на «фоновых» участках, он не может. В слоистых толщах изменчивость состава пород, нередко интерпретируемая как метасоматическая зональность, на самом деле в большинстве случаев

является отражением слоистости [Русинов, Русинова, Кряжев и др., 2008]. По нашему мнению, применительно к сухоложскому типу оруденения использование термина «метасоматит» с практической точки зрения нецелесообразно, по крайней мере в том понимании, какое геолог-рудник вкладывает в понятие «околорудный метасоматит».

И.В.Кучеренко с соавторами [Кучеренко и др., 2012а, 2012б] настаивают на метасоматической природе альбит-кварц-карбонат-слюдистых сланцев, вмещающих рудную минерализацию месторождений. По нашему мнению, метасоматическая зональность в указанных работах убедительно не показана. А априори называть углеродсодержащие кварц-слюдисто-карбонатные сланцы «березитами», как это делает, например, С.Г.Соловьев, безосновательно. «Парагенезис кварца с серицитом и карбонатами сам по себе не является еще индикатором метасоматической формации березитов, поскольку он может наблюдаться и в породах другого генезиса, например, в претерпевших начальный метаморфизм осадках.» [Жариков, Русинов, Маракушев и др., 1998, стр. 375].

Генезис оруденения. Формирование современного облика золоторудной минерализации – длительный процесс, включающий этапы седиментации, линейной складчатости, регионального метаморфизма и позднеколлизийного магматизма. Метаморфогенно-гидротермальная модель рудообразования ведущую роль отводит первым трем этапам, плутоногенно-гидротермальная – последнему. По представлениям А.И.Иванова (2014), для формирования промышленных месторождений необходим интенсивный вклад в рудоконцентрирование всех четырех этапов, однако первостепенную роль в обогащении пород золотом А.И.Иванов отводит продольным размам фундамента как главным рудоподводящим структурам на этапе линейного складкообразования. К наиболее крупному разлому приурочены месторождения Сухой Лог, Вернинское, Невское, а также Ожерелье и объекты Светловского рудного поля.

Месторождение Сухой Лог

Крупнейшему в России золоторудному месторождению Сухой Лог посвящена обширная литература [Золоторудные..., 1986, Буряк, Хмелевская, 1997; и др.]. Золото-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация Сухого Лога сконцентрирована в замке крупной сухоложской антиклинали (рис. 12). Ось складки в районе месторождения плавно изгибается, здесь широко проявлены мелкая многопорядковая складчатость, зоны интенсивного рассланцевания, кливаж, будинаж, гофрировка слоев, микроразрывы, что обусловлено пересечением продольной зоны смятия и рассланцевания диагональными и поперечными нарушениями. В крыльях складки залегают известковистые глинистые сланцы и известняки

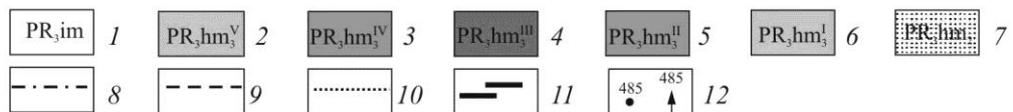
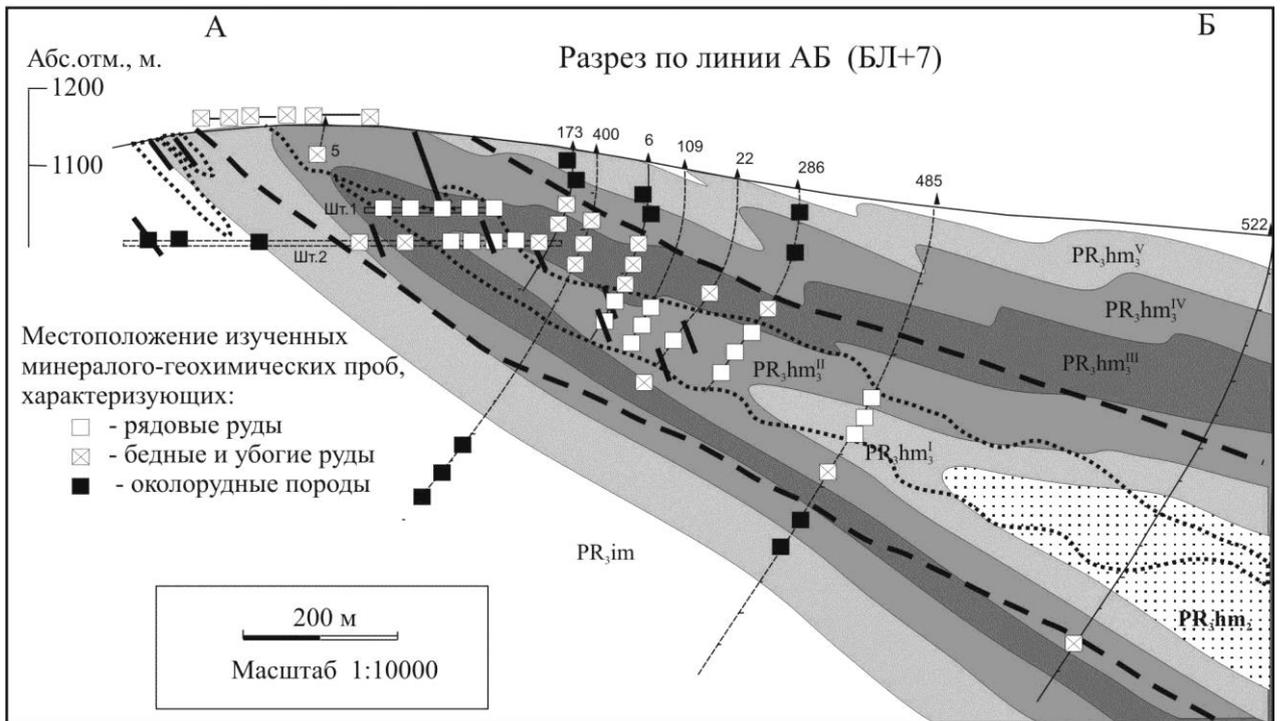
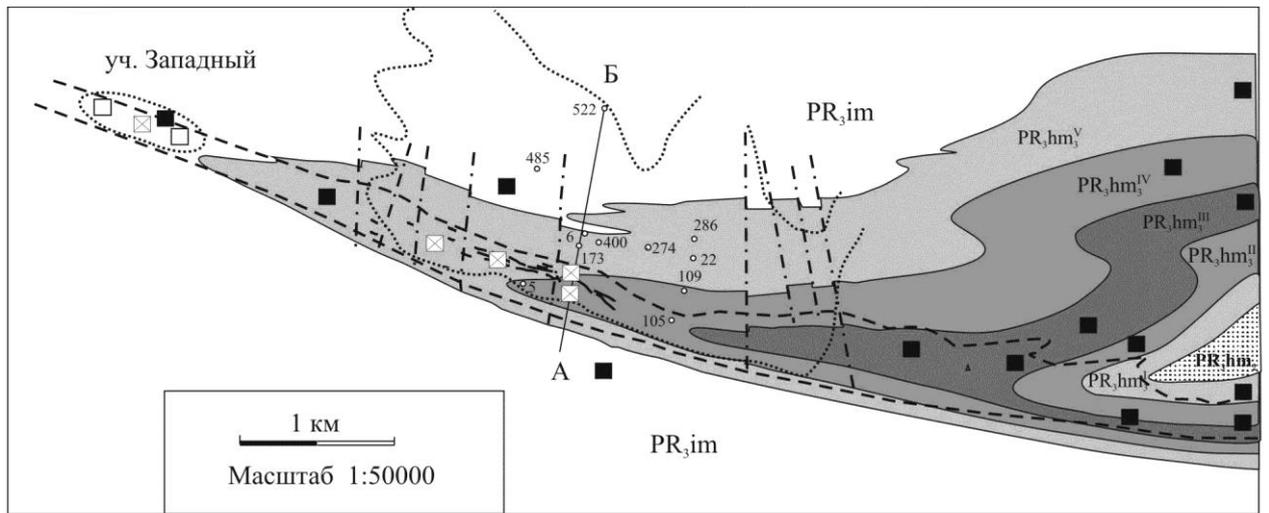
имняхской свиты, ядро сложено породами средней подсвиты хомолхинской свиты – пачкой мелко- и среднезернистых песчаников с прослоями глинистых сланцев. Основной объем оруденения сосредоточен в углеродистых сланцах и алевролитах верхнехомолхинской подсвиты. Ослабление минерализации на флангах по восстанию и падению рудного тела обусловлено выходом рудолокализирующей зоны смятия и рассланцевания из пачки алевросланцев и фаціальным выклиниванием последних. Установлена приуроченность золотоносных кварц-пиритовых прожилков и обособлений к участкам наиболее сильного рассланцевания и максимальной интенсивности внутрирудных деформаций и будинажа.

В 2006-2007 г.г. была выполнена комплексная технологическая и геолого-экономическая переоценка месторождения Сухой Лог на основе разработки инновационных технологий [Карпенко, Мигачев, Михайлов и др., 2006]. Анализ результатов геологоразведочных работ показал, что по геолого-структурной позиции, морфологии, условиям залегания рудных тел, вещественному составу руд, пространственному положению все выявленное оруденение является единым месторождением (с участками Сухоложским, Северо-Западным, Западным и Центральным). В новых геологических границах месторождение Сухой Лог вытянуто с востока на запад на 5.6 км; по падению прослежено на 1600 м, вертикальный размах оруденения на месторождении достигает 950 м при мощности до 100 м.

Отмечено, что золоторудная минерализация, включая промышленные ее концентрации, охватывает более широкий стратиграфический интервал разреза, чем считалось ранее. В распределении золотого оруденения установлена отчетливо выраженная зональность, с учетом которой выделены: а) главная рудная зона (осевая часть складки), представленная рядовыми (бортовое содержание золота 1.5 г/т) и окаймляющими их бедными (бортовое содержание золота 0.5 г/т) рудами; б) минерализованные зоны в лежащем и висячем боках антиклинали, оконтуренные по бортовому содержанию золота 0.2 г/т (убогие руды).

В новых кондициях месторождение пока не оконтурено, в настоящее время к Сухоложскому месторождению отнесен участок разведанных запасов одноименного рудного поля, получивший положительную технико-экономическую оценку.

Руды месторождения Сухой Лог относительно просты и однородны по составу [Гаврилов, Кряжев, 2008]. Они представлены в разной мере измененными вмещающими углеродисто-карбонатно-терригенными породами с вкрапленно-прожилковой золотоносной кварц-пиритовой минерализацией. Химический анализ технологических проб показал низкие содержания в рудах кремнезема, связанные с ограниченным развитием жильного (прожилкового) кварца, повышенные - железа, двуокиси магния, уголекислоты, сульфидной серы и органического углерода, обусловленные широким распространением магнезиально-железистых карбонатов, углеродистого вещества, а также пирита.



Условные обозначения: 1 - имнянская свита (известняки, известково-сланцевые сланцы, известковистые песчаники и алевролиты); 2-6 - хомолхинская свита, верхняя подсвита: 2 - пятая пачка (алевролитистые и филлитовидные сланцы, прослои мелкозернистых песчаников), 3 - четвертая пачка (тонкое переслаивание филлитов и алевролитов), 4 - третья пачка (алевролитистые сланцы, прослои известковистых песчаников и алевролитов), 5 - вторая пачка (тонкослоистые филлиты с маломощными прослоями песчаников и алевролитов), 6 - первая пачка (филлиты, известковистые углеродистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов); 7 - хомолхинская свита, средняя подсвита (кварцитовидные песчаники с прослоями алевролитов и сланцев); 8 - тектонические нарушения; 9 - границы рудовмещающей зоны рассланцевания; 10 - контуры пологопадающей рудной залежи в проекции на горизонтальную плоскость и в разрезе; 11 - кварцевые жилы; 12 - скважины и их номера. (По материалам: Буряк и др., 1986; Яновский, 1990; Карпенко и др., 2006).

Рис. 12. Геологическая карта и разрез месторождения Сухой Лог
[Русинов, Русинова, Кряжев и др., 2008; с дополнениями].

Бедные и убогие руды отличаются от рядовых только пониженным количеством пирита и повышенным – магнезиально-железистых карбонатов. Содержание золота в рудах находится в прямой зависимости от количества золотоносного пирита. Концентрации основного попутного компонента - серебра составляет около 1-2 г/т, остальные элементы в рудах не накапливаются (табл. 5).

Таблица 5. Элементный состав пород и руд месторождения Сухой Лог [Гаврилов, Кряжев, 2008], с дополнением.

Объекты анализа (число проб)	Средние содержания, г / т (по данным ICP MS)							
	Au	Ag	As	Co	Ni	Cu	Zn	Pb
<i>Кларк</i>	0.0	0.1	13	19	68	45	95	20
<i>Породы верхнехомулхинской подсветы на удалении от месторождения</i>								
хребет Ровный, р.Угахан (7)	0.02	0.16	22	16	38	42	113	31
хребет Ровный, р.Ныгри (4)	0.05	0.18	11	14	40	26	88	29
Голец Сухой Лог (5)	0.01	0.15	23	11	29	17	75	31
<i>Данные сплошного опробования керна, полученные Placer Dome Inc., 1999.</i>								
Околорудные породы (58)	0.0	0.60	23	20	58	56	98	12
Бедные руды (221)	1.3	0.65	49	20	56	43	102	10
Рядовые руды (113)	3.7	0.93	80	22	59	42	96	13
Богатые руды (73)	7.5	1.34	86	22	63	41	85	22
<i>Материал технологических проб РТ и БУ</i>								
Бедные руды (проба БУ)	1.0	1.00	59	16	60	57	196	26
Рядовые руды (проба РТ)	3.5	2.50	101	18	106	54	191	26
Углеродистые сланцы (7)	0.1	0.14	2	1	11	8	27	7
Прослой сидерита (8)	3.7	2.61	191	34	177	616	363	64
Сульфидные концентраты:								
Из бедных руд (4)	26.5	4.6	1725	415	795	474	807	174
Из рядовых руд (4)	97.3	9.5	1765	331	801	482	537	151

Опубликованы данные о промышленной платиноносности сухоложских руд [Дистлер, Митрофанов, Немеров, 1996], которые впоследствии не подтвердились. Поскольку предполагаемый парагенезис платины и золота в черносланцевых толщах имеет не только большое промышленное, но и научно-теоретическое значение, нами было проведено специальное исследование этого вопроса [Гаврилов, Кряжев, 2008]. Установлено, что сведения о высоких содержаниях платины на Сухом Логе (равно как и на других черносланцевых объектах Центральной Колымы, Средней Азии и др.) были получены исключительно с использованием нейтронно-активационного анализа золотосодержащих руд. Эти данные безусловно являются ошибочными и не должны приниматься во внимание. При выполнении

государственной геолого-экономической переоценки месторождения Сухой Лог [Карпенко, Мигачев, Михайлов и др., 2006; Мигачев, Карпенко, Иванов, 2008] была также проведена проверка сведений о содержании платины в рудах с привлечением авторитетных лабораторий с международной аккредитацией. В результате отсутствие платинометалльного оруденения на месторождении установлено однозначно.

Вмещающие породы составляют основной объем сухоложских руд и представлены темно-серыми углеродистыми филлитовидными алевросланцами с прослоями алевролитов и значительно реже тонкозернистых песчаников. Породы состоят в основном из кварца и светлых слюд с подчиненным количеством полевых шпатов (преимущественно альбита) и магнезиально-железистых карбонатов.

Сульфидная (преимущественно пиритовая) минерализация на месторождении детально описана в работе [Large, Maslennikov, Robert et al., 2007]. Исследователями выделены 5 морфогенетических типа пирита, и автор полностью принимает эту классификацию:

Осадочный пирит-1: фрамбоидальный и тонкослоистый массивный;

Раннедиагенетический пирит-2: мелко- и тонко кристаллический густовкрапленный;

Позднедиагенетический пирит-3: бесформенные выделения, содержащие неориентированные реликты сланцев. Часто содержит включения самородного золота;

Послескладчатый пирит-4: преимущественно метакристаллы, образованные по рассланцованным породам;

Пирит-5, сопровождающийся окварцеванием и завершающий рудообразование.

Установлено снижение концентрации невидимого сингенетичного пириту золота от ранней генерации минерала к поздней [Large, Maslennikov, Robert et al., 2007].

Прожилки кварца с пиритом-5 распределены весьма неравномерно со средней плотностью от 1 до 5 прожилков на метр мощности. На отдельных участках прожилки вообще отсутствуют при сохранении золотоносности руд. Протяженность прожилков обычно не превышает несколько метров. Менее распространены складкообразные и более сложной формы извилистые прожилки с невыдержанными параметрами. Мощность их в отдельных участках достигает 3 см. Складкообразные извилистые прожилки часто имеют симметричное зональное строение: центральные части прожилков сложены разномзернистым (от мелко- до крупнозернистого) пиритом, а краевые – параллельно-шестоватым мелко- и среднезернистым кварцем. Более распространены складкообразные послойные прожилки в замковых частях мелких складок; извилистые птигматитовые прожилки, выполняющие поперечные к сланцеватости и кливажу трещины отрыва, имеют подчиненное развитие. Между прожилками разной морфологии наблюдаются взаимопереходы, свидетельствующие об одноактности их образования.

Значительная часть кварц-пиритовых прожилков образовалась путем замещения дислоцированных прослоев и линз магнезиально-железистых карбонатов [Гаврилов, Кряжев, 2008]. В начальной стадии этого процесса образуются отдельные метакристаллы пирита и их скопления, окруженные оболочкой стебельчатого кварца. Срастаясь друг с другом, кварц-пиритовые агрегаты образуют прожилки, повторяющие форму карбонатных слоев.

Характерным элементом строения обогащенных участков рудных тел являются малосульфидные кварцевые жилы. Их мощность, как правило, не превышает 30-40 см, достигая в отдельных случаях 2-3 м. Доля жил в общих запасах руды незначительна, по разработанной технологии крупнокускового обогащения руд кварцевые жилы будут отправляться в отвалы.

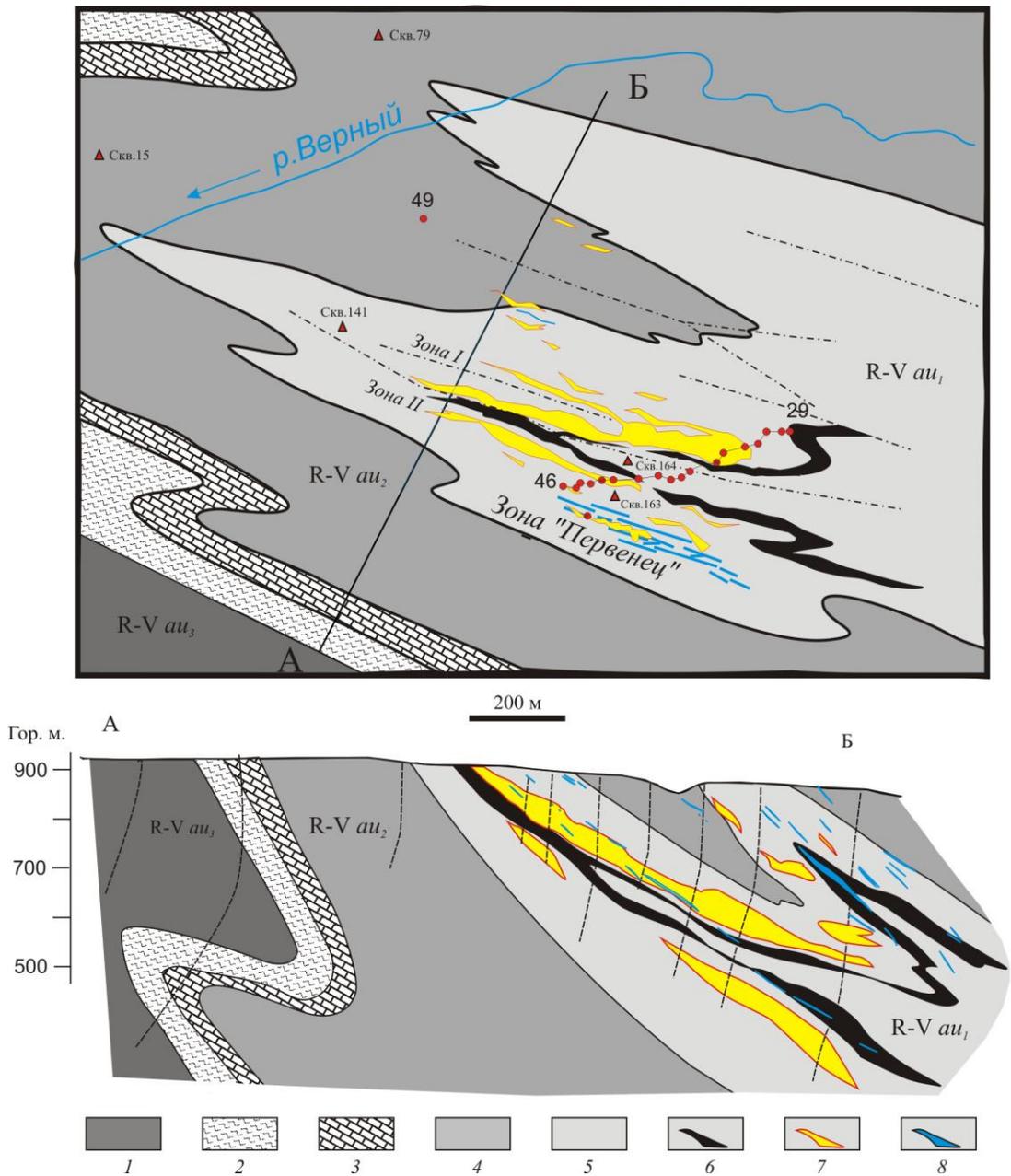
Как показывают многочисленные технологические испытания и детальные минералогические исследования, золото в рудах месторождения Сухой Лог и его аналогов находится в самородной, преимущественно в легкоизвлекаемой форме, главным образом, в виде микроскопических и тонких включений в пирите. Пробность самородного золота 860-940‰, основной примесью является серебро.

Месторождение Вернинское

Месторождение находится в 10 км к юго-востоку от месторождения Сухой Лог. Оно приурочено к сложно построенной складчатой зоне [Иванов, 2014], в пределах которой выделяется серия кулисообразных чередующихся антиклиналей и синклиналей (рис. 13).

Рудовмещающие породы отнесены к аунакитской свите. Свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю, представленную известковистыми песчаниками, часто известковистыми, с прослоями углесодержащих филлитовидных сланцев, среднюю, сложенную почти исключительно филлитовидными сланцами, и верхнюю, существенно карбонатную (известняки, известковистые песчаники, переслаивающиеся с филлитовидными сланцами и кварцево-слюдистыми песчаниками). Нижняя подсвита, в пределах которой локализованы главные рудные тела, расчленяется на три пачки.

Характерной чертой рудовмещающей части разреза является ритмичность, наиболее четко проявленная в третьей пачке нижней подсвиты и указывающая на прибрежно-морские условия осадконакопления [Горжевский, Зверева, Ганжа, 1987]. Полные ритмы имеют трехчленное строение – в основании их залегают горизонты, сложенные преимущественно песчаниками и алевролитами, выше – существенно известняковые горизонты, а на них – тонкопереслаивающиеся породы с преобладанием сланцев. Средний член часто выпадает из разреза или выражен нечетко. Мощности составляющих частей ритма («пакетов») колеблются от 30 до 80 м.



Условные обозначения: 1—3 — аунакитская свита, верхняя подсвнта: 1 — третья пачка (углеродсодержащие филлитовидные сланцы с прослоями песчаников и известняков), 2 — вторая пачка (углеродсодержащие сланцы с прослоями кварцевых алевролитов, песчаников), 3 — первая пачка (известняки); 4 — аунакитская свита, средняя подсвнта (углеродсодержащие филлитовидные сланцы с прослоями кварцевых песчаников); 5 — аунакитская свита, нижняя подсвнта, третья пачка (кварцитовидные песчаники с прослоями филлитовидных сланцев, известковистых песчаников, известняков), 6 — маркирующие горизонты известняков, 7 — рудные тела, 8 - кварцевые жилы. Красным отмечены места отбора минералого-геохимических проб.

Рис. 13. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Вернинское (по [Золоторудные..., 1986] с использованием материалов ООО "ЛЗРК")

Каждый такой «пакет» неоднороден и также имеет ритмичное строение, причем в существенно песчаниковых и известняковых «пакетах» переслаивание грубое и мощности мелких ритмов больше, чем в существенно сланцевых (от 40-50 см до 2-3 м в первом случае и от 1 до 20 см – во втором).

Структурой, контролирующей положение Вернинского месторождения, является Вернинская антиклиналь близширотного простирания, опрокинута на юг. Северное ее крыло падает на север-северо-запад под углом 20-30°, южное, подвернутое – в ту же сторону под углом 40-50°. На участке антиклинали протяженностью немногим более 1 км, где расположено месторождение, происходит изменение простирания шарнира с 280-290 на 320-340° и угла его погружения от первых градусов до 15-20°.

Строение антиклинали значительно осложнено разрывными нарушениями, среди которых наиболее широко развиты субширотные, представленные зонами сближенных кулисообразно расположенных разрывов мощностью 15-20 м, субмеридиональные и северо-западные разломы с крутым падением. Все эти нарушения наиболее отчетливо выражены на участке Вернинской антиклинали, где происходит изменение направления ее осевой поверхности. Здесь же крылья антиклинали осложнены многопорядковой складчатостью, широко развитой трещиноватостью, будиначем, осевым и внутрислоевым кливажем.

Образованные сочетанием указанных элементов зоны смятия во многом похожи на Сухоложскую, но значительно меньше ее по размерам и разобщены между собой. Так же, как и на месторождении Сухой Лог, они вмещают золотое оруденение.

Вернинское месторождение представлено двумя основными геолого-промышленными типами золотого оруденения: кварц-сульфидным прожилково-вкрапленным и кварцево-жильным. Первый из них, главный по промышленному значению (около 200 т. Au), представлен тремя рудными зонами, приуроченными к зонам смятия в наиболее деформированном участке антиклинали. Рудная зона № 1, наиболее крупная, залегает в нормальном крыле антиклинали. Рудовмещающими породами являются ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и сланцы третьей пачки нижней подсвиты аунакитской свиты, подстилаемые горизонтом известняков. Зона выходит на поверхность, прослежена до выклинивания по простиранию на 1500 м, по падению на 400-500 м. Мощность рудной зоны в центральной части достигает 100-150 м и постепенно уменьшается в западном и восточном направлениях (до 60 и 30 м, соответственно). Насыщенность пород сульфидами в центральной части зоны составляет 3-5 %, на флангах она уменьшается вследствие ослабления интенсивности зоны смятия и смены литологического состава пород. Нижняя граница зоны, проходящая над горизонтом известняков, контрастная, в то время как верхняя – расплывчатая, постепенная. Рудная зона № 2 локализуется в подвернутом крыле антиклинали в песчано-

сланцевых слоях нижней подсвиты аунакитской свиты. Эта зона отличается от первой меньшими размерами и увеличением роли кварцево-жильной минерализации. Зона выходит на поверхность, прослежена до выклинивания по простиранию на 600 м и по падению на 160 м при мощности 30-50 м.

Рудная зона № 3 залегает в ядре Вернинской антиклинали на глубине 200-300 м. Зона полностью не оконтурена. В виде пластообразной залежи, согласной с осевой поверхностью антиклинали, она прослеживается на 800 м по простиранию и на 200-300 м по падению. Мощность ее весьма изменчива и колеблется от 8-10 до 35 м, в отдельных пересечениях до полного выклинивания.

Золотоносность рудных зон определяется степенью развития сульфидных и кварц-сульфидных скоплений и прожилков, максимальное проявление которых установлено в рудной зоне № 1, где, по данным опробования, оконтурено два рудных тела. Первое, наиболее крупное по запасам, имеет пластообразную форму, размеры 360 м по простиранию, до 500 м по падению, мощность от 10 до 25 м. Распределение золота равномерное, уровень содержания колеблется от нескольких граммов на тонну до первых десятков граммов на тонну. Второе, выделенное в этой же рудной зоне и расположенное восточнее первого, тоже имеет пластообразную форму, но меньшие размеры (по простиранию 300 м, по падению 150-200 м, мощность от 7 до 15 м). Распределение золота здесь крайне неравномерное в связи со значительным развитием кварцево-жильной минерализации.

Сульфидная минерализация на месторождении представлена пиритом и арсенопиритом, последний широко развит преимущественно в рудных зонах в виде крупных копьевидных кристаллов (до 1-1.5 см в длину) и их сростков.

Кварцево-жильная минерализация на Вернинском месторождении развита шире, чем на месторождении Сухой Лог, и более тесно пространственно совмещена с сульфидной минерализацией. В пределах рудного поля выделяются кварцевые жилы и жильные зоны субширотного, северо-западного и субмеридионального простираний. Наиболее интересны жильные зоны, контролируемые субширотными нарушениями, продольными и кососекущими по отношению к Вернинской антиклинали, с падением более крутым относительно слоистости вмещающих пород (азимут падения 15-40, угол падения 55-70°). К ним относятся кварцево-жильные зоны Первенец, Центральная, Южная, Северная. Лучше изучена зона Первенец, расположенная в подвернутом крыле антиклинали в породах средней подсвиты аунакитской свиты и представленная серией кулисообразно расположенных жил и тонких прожилков. Наиболее крупные жилы прослеживаются на 150-200 м при мощности 0.5-1 м (в раздувах 2.3-3.0 м). Мощность зоны варьирует от 8 до 15-20 м, прослеженная протяженность по простиранию до 2.0-2.5 км, по падению до 500 м. Насыщенность кварцево-жильным

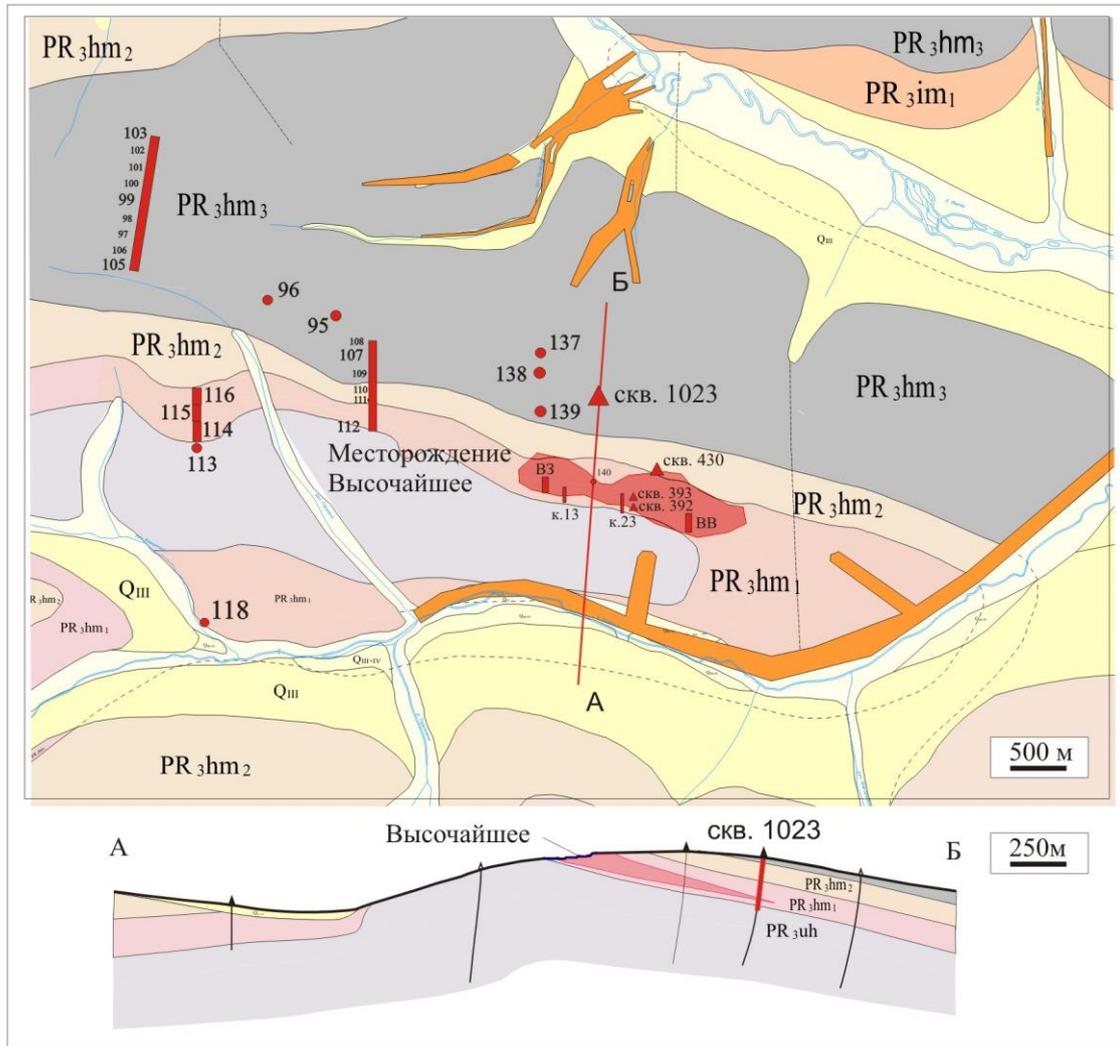
материалом 25-30 %. При средней золотоносности кварцевых жил на уровне 3-5 г/т, содержания в них по частным пробам от нескольких до сотен грамм на тонну. Блоки вмещающих пород, заключенных между крупными кварцевыми жилами, минерализованы пиритом в виде послойных скоплений и вкрапленности, в целом с невысокой золотоносностью (на уровне 1 г/т). Однако на контактах с кварцевыми жилами содержания золота в таких пиритных скоплениях повышаются до десятков-первых сотен грамм на тонну. Промышленные запасы зоны Первенец, оцененные в 6 т. Au, в настоящее время в основном отработаны.

Для месторождения Вернинского, как и для Сухого Лога, предполагается полигенное, полихронное формирование оруденения со ступенчатым многоактным накоплением золота [Золоторудные..., 1986]. Критерии локализации оруденения здесь тоже совпадают. Исследователи отмечают только большее влияние литологического фактора на размещение оруденения на месторождении Вернинском. Предполагается [Горжевский, Зверева, Ганжа, 1987], что широко развитые на нем тонкослоистые пачки пород явились наиболее благоприятными для отложения осадочно-диагенетического пирита, а при более поздних процессах – для метасоматического развития карбонатов и сульфидов. В них же наиболее полно реализовался структурный контроль при отложении поздних золотоносных сульфидов.

Месторождение Высочайшее

Месторождение Высочайшее (во многих публикациях - Голец Высочайший) приурочено к Каменской антиклинали (рис. 14). По своей морфологии это резко асимметричная наклонная флексуобразная складка. По А.И.Иванову (2014), месторождение структурно приурочено к нормальному крылу запрокинутой на юг Имняхской синклинали (ее запрокинутое крыло на месторождении эродировано). Каменская флексура, которая по-существу является крупным пластичным разломом, имеет постскладчатый и постметаморфический возраст.

Рудовмещающая толща относится к нижней подсвите хомолхинской свиты (PR_{3hm_1}), согласно залегающей на известняках угаханской свиты (PR_{3ug}). Между угаханской и хомолхинской свитами выделен переходный горизонт, хорошо диагностируемый по чередованию черных сланцев и светлоокрашенных известняков. Основной объем оруденения локализован в нижней части карбонатно-терригенного разреза в черных филлитовидных сланцах с редкими маломощными (2-5, редко 50 см) прослоями и линзами темно-серых известняков. Выше по разрезу наблюдается закономерное увеличение мощности и объема грубозернистых пород. Средняя подсвита (PR_{3hm_2}) хомолхинской свиты выделяется по резкому преобладанию кварцевых песчаников над углеродсодержащими филлитами и алевролитами.



Условные обозначения

Хомолхинская свита			
	Верхняя подсвита. Филлитовидные сланцы с прослоями алевролитов и песчаников.		Угаханская свита. Серые известняки с прослоями известковистых сланцев.
	Средняя подсвита. Грубое переслаивание кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников с алевритистыми сланцами.		Россыпи золота
	Нижняя подсвита. Филлитовидные углеродистые сланцы с тонкими прослоями алевролитов. В нижней части - с прослоями известняков.		Проекция рудного тела
			Местоположение и номера изученных минералогеохимических проб.

Рис. 14. Геологическая карта и разрез месторождения Высочайшее (по материалам ЗАО "Голд Минералс")

Верхняя подсвита (PR_3hm_3) хомолхинской свиты представлена тонким переслаиванием филлитов, алевролитистых сланцев, алевролитов и полевошпат-кварцевых песчаников с резким преобладанием алевролитов.

Разрывные нарушения на площади рудого поля практически не проявлены, но выделяются зоны повышенной трещиноватости, представленные сближенными крутопадающими трещинами, дроблёными породами. Наиболее крупные зоны трещиноватости установлены геофизическими методами.

Рудная зона имеет пластообразную форму и прослежена по простиранию на 1500-1800 м, при средних мощностях 60-90 м. Рудная зона не имеет четких границ с вмещающими породами и определяется визуально по количеству сульфидов. В месте перегиба шарнира антиклинали в пределах рудной зоны наиболее часто встречаются кварцевые жилы и прожилки. Золотоносность жильного кварца на месторождении низкая.

Рудные тела месторождения не имеют четких геологических границ и оконтуриваются по содержанию золота. В границах рудной зоны протяженностью 1600 м выделены два участка: Западный и Восточный. Поскольку Главные рудные тела на указанных участках идентичны по своему строению, тесно увязываются пространственно и в них сосредоточена основная часть балансовых запасов, их считают единым геологическим образованием, формирование которого происходило в единой структуре.

Участки повышенных содержаний золота в этой структуре подчиняются структурному контролю скрытых зон повышенной трещиноватости северо-западного (для уч. Западный) и северо-восточного (для уч. Восточный) направлений, пересекающих породы нижней подсвиты хомолхинской свиты. При этом положение и ориентировка рудных тел в целом контролируются рудовмещающим горизонтом. По падению на север и по простиранию на восток и запад содержания Au постепенно снижаются до полного выклинивания оруденения, что объясняется снижением уровня кварц-пирит-пирротиновой прожилково-вкрапленной минерализации и уменьшением интенсивности проявления малых структурных форм в широтной зоне рассланцевания пород.

Вкрапленность, линзы и маломощные прослои железисто-магнезиальных карбонатов широко развиты на месторождении. Отмечается закономерное увеличение интенсивности и размеров вкрапленников (от 1 до 3 мм) от грубозернистых пород второй подсвиты хомолхинской свиты к известнякам угаханской толщи.

Сульфидная минерализация представлена кристаллами пирита, маломощными линзообразными послойными выделениями пирита и пирротина. В целом количество вкрапленного пирита увеличивается в пределах месторождения к центру по отношению к флангам рудного поля и в сланцевых толщах по сравнению с грубозернистыми пачками,

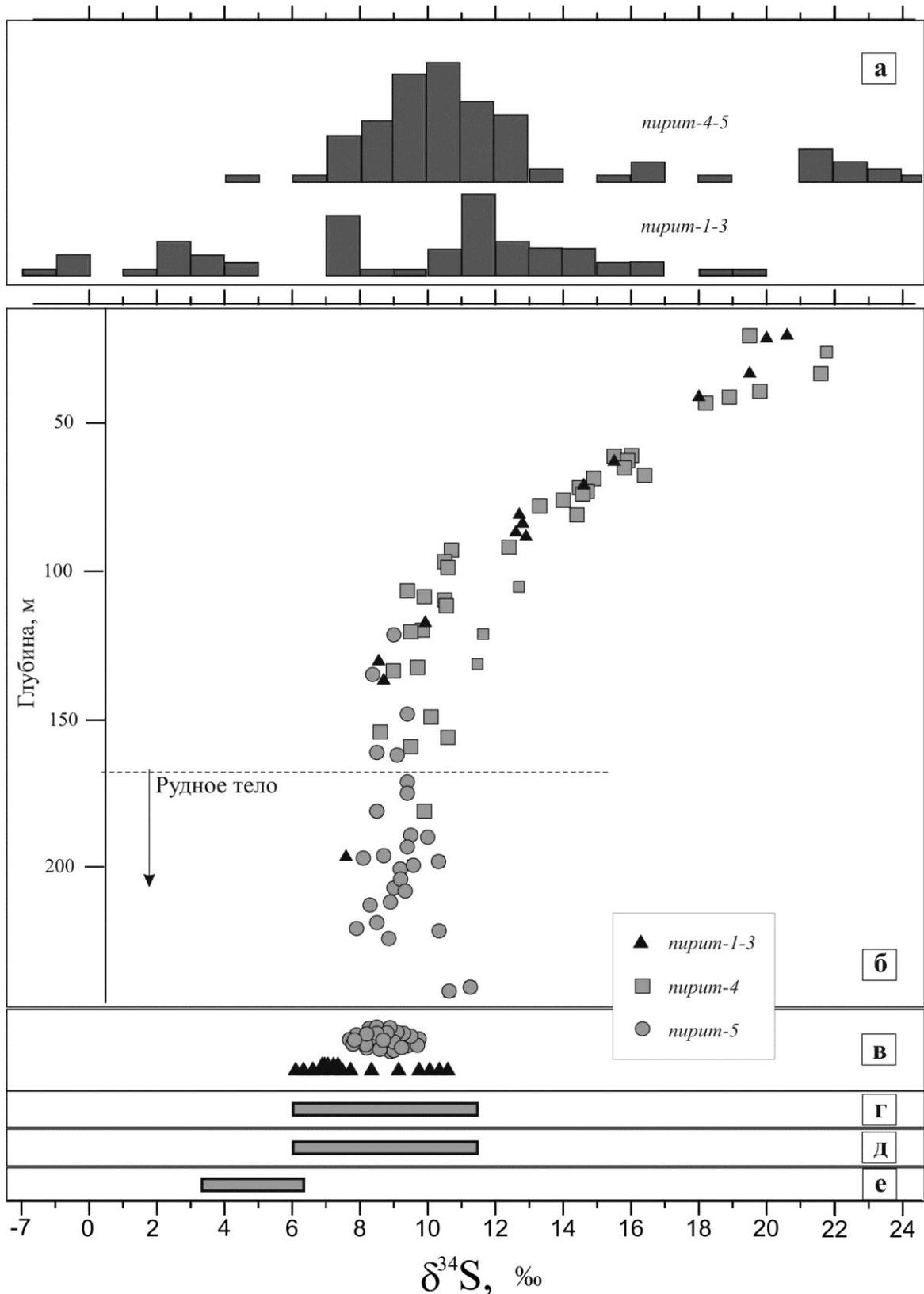
размеры кристаллов от 0,5 до 2 см. Пирротиновые линзочки размером от 0,5 до 2 мм отмечается повсеместно. К редким минералам относятся: сфалерит, халькопирит, галенит и арсенопирит. В рудах количество сульфидов составляет 4 %.

Основу рудной массы составляют кварц-серицитовые сланцы и алевролиты с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Содержание золота в рудах колеблется от следов до 70 г/т. Среднее содержание золота в Западном рудном теле - 3,42 г/т, в Восточном рудном теле - 2,77 г/т.

3.1.2. Изотопно-геохимическая зональность

Изотопно-геохимические исследования месторождения Сухой Лог имеют многолетнюю историю [Заири, Шер, Стрижов и др., 1977; Дистлер, Митрофанов, Немеров, 1996; Константинов, Косолец, Кряжев и др., 2002; Русинов, Русинова, Кряжев и др., 2008; Chang, Large, Maslennikov, 2008; Кряжев, Устинов, Гриненко, 2009; Иконникова и др., 2009; Дубинина, Иконникова, Чугаев, 2010; Кряжев, Ганжа, Двуреченская, 2010]. Основное внимание в указанных работах уделено изотопному составу серы сульфидов, с которыми связано золотое оруденение. Параллельно проанализированы карбонаты, кварц и органическое вещество. В результате накоплен весьма представительный фактический материал, который ниже рассмотрен с учетом современных представлений о последовательности минерало- и рудообразующих процессов на месторождении.

Сульфиды. Данные по изотопному составу серы сульфидов месторождения Сухой Лог и его аналогов обобщены на рисунке 15. Все они достаточно хорошо согласуются, за одним исключением: только в работе [Chang, Large, Maslennikov, 2008] присутствует пирит с $\delta^{34}\text{S}$ менее +6‰. Вероятная причина заключается в особенностях методики анализа, т.к. авторами статьи наряду с традиционным методом применялся локальный изотопный анализ с лазерным отбором пробы. Это позволило установить низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ для фрамбоидального пирита. Последний на месторождении встречается весьма редко, что подтверждается сотнями изотопных определений, выполненных разными исследователями в большом объеме минерализованных пород. Следует также отметить, что $\delta^{34}\text{S}$ сульфидного концентрата, полученного путем обогащения крупнообъемной технологической пробы ($\delta^{34}\text{S}=+8.5\text{‰}$), оказался равным среднему значению для отобранных из пробы штучных образцов. Все это позволяет рассматривать изотопно-«легкий» пирит как весьма редкое исключение.



Сухой Лог: а – пирит различных генераций [Chang, Large, Maslennikov, 2008], $n=153$; вариации $\delta^{34}\text{S}$ в разрезах скважин (б) и подземных выработок (в) [Константинов, Косовец, Кряжев и др., 2002; Русинов, Русина, Кряжев и др., 2008; Кряжев, Устинов, Гриненко, 2009; Дубинина, Иконникова, Чугаев А.В., 2010]; г – пирит прожилково-вкрапленной минерализации, $n = 127$ [Заири, Шер, Стризов и др., 1977; Дистлер, Митрофанов, Немеров, 1996]. Сульфиды в рудах месторождений Вернинское (д – пирит-1, арсенопирит, $n = 30$) и Высочайшее (е – пирит, пирротин, $n=50$) [Русинов, Русина, Кряжев и др., 2008; Кряжев, Устинов, Гриненко, 2009; Кряжев, Ганжа, Двуреченская, 2010].

Рис. 15. Изотопный состав сульфидной серы месторождений сухложского типа

Можно считать установленным, что пирит в рудах Сухого Лога содержит изотопно-гомогенную серу с $\delta^{34}\text{S}=+9\pm 3\%$, в околорудных породах доля тяжелого изотопа ^{34}S возрастает до $+25\%$. Данная закономерность достаточно однозначно интерпретируется как свидетельство связи оруденения с *эндогенным коровым источником*. В качестве последнего предполагался неизвестный интрузивный массив, расположенный к востоку от месторождения [Заири, Шер, Стрижов и др., 1977], или подрудная область ультраметаморфизма и гранитизации [Константинов, Косовец, Кряжев и др., 2002] в соответствии с моделью В.А.Буряка (1982). Результаты геохронологических исследований, показавшие дометаморфический возраст руд в целом [Чугаев, 2007] и золотоносного пирита в частности [Юдовская, Дистлер, Родионов и др., 2011], позволяют практически полностью исключить из рассмотрения указанные источники.

В последней работе высказано предположение о связи оруденения с залегающим на глубине интрузивным массивом неизвестного комплекса. Конечно, безоговорочно отрицать такую вероятность сложно, но подобная гипотеза представляется нам малопродуктивной. Попробуем решить проблему на основе имеющихся данных по распределению изотопов серы, т.к. процесс «пиритизации» теоретически может протекать без нарушения других изотопных систем [Кряжев, Устинов, Гриненко, 2009].

В первую очередь следует отметить, что осадочно-диагенетический пирит (типы 1-3) и прожилково-вкрапленный пирит (типы 4-5) практически не различаются по $\delta^{34}\text{S}$ (см. рис. 15). Эта закономерность позволяет предположить, что зональность в распределении $\delta^{34}\text{S}$ прожилково-вкрапленного пирита на месторождении в целом наследует распределение изотопов серы в осадочно-диагенетических сульфидах. Подобное явление возможно только в случае достаточно локального перераспределения вещества при отсутствии привноса серы из внешнего источника. Такой вывод, который был сделан в работах [Chang, Large, Maslennikov, 2008; Дубинина, Иконникова, Чугаев, 2010; Кряжев, Ганжа, Двуреченская, 2010], неизбежно приводит нас к предположению и о «местном» источнике золота.

При исследовании Западного участка месторождения, вскрытого карьером, нами была также выявлена контрастная изотопно-геохимическая зональность [Кряжев, Ганжа, Двуреченская, 2010]. Линзующиеся серноколчеданные прослои мощностью до 2-3 см и конкреционные стяжения прослеживаются здесь на нескольких сближенных уровнях разреза. В замках микроскладок линзы разбиты кливажом и растащены. Исследования показали (рис. 16, табл. 5), что изотопная зональность здесь абсолютно аналогична показанной на рис.15 с той разницей, что весь диапазон $\delta^{34}\text{S}$ на Сухоложском участке занимает 150 м мощности разреза, а на Западном – 15 м, что, возможно, коррелирует с масштабами оруденения.

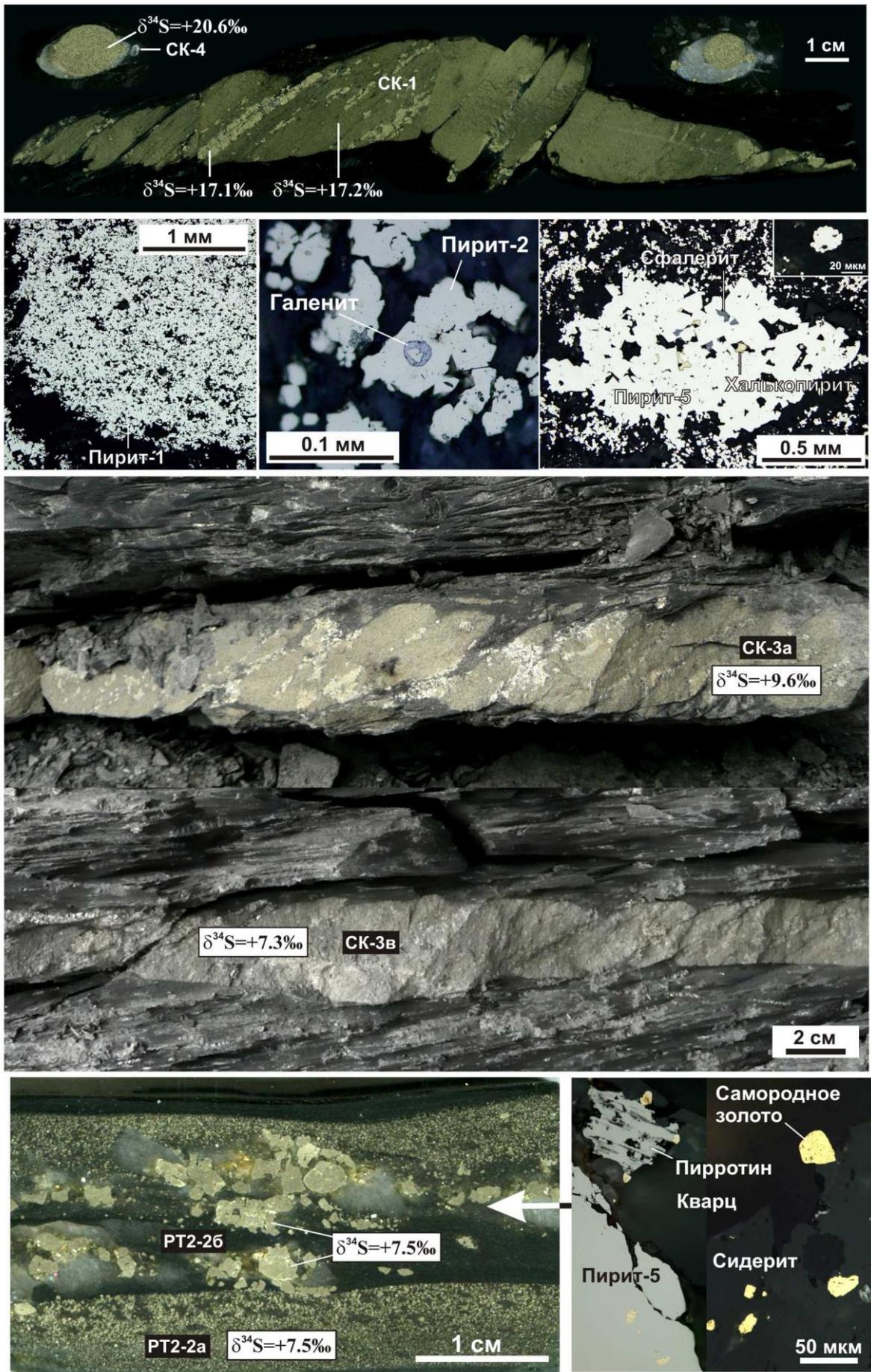


Рис. 16. Осадочно-метаморфические сульфиды Сухоложского рудного поля (уч. Западный)

Таблица 5. Изотопно-геохимические характеристики пирита месторождения Сухой Лог [Константинов, Косовец, Кряжев и др., 2002; Русинов, Русинова, Кряжев и др., 2008; Гаврилов, Кряжев, 2008; Кряжев, Ганжа, Двуреченская, 2010].

Номер пробы	Тип	$\delta^{34}\text{S}$ ‰	содержание, г/т									
			Au	Ag	As	Sb	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Bi
<i>Сухоложский участок. Скважина № 6.</i>												
Сл-6/62	4	16.0	0.0	1.1	2851	10	153	322	47	80	112	17.7
Сл-6/65	4	15.9	0.3	0.3	2274	4	243	387	24	74	61	15.3
Сл-6/74	4	14.5	0.6	1.1	2607	7	205	488	36	71	99	24.9
Сл-6/81	1-2	13.8	3.8	2.8	2087	4	249	248	142	168	192	14.4
Сл-6/92	4	12.4	0.3	1.8	1893	82	215	442	45	155	200	13.1
Сл-6/99	4	10.6	0.3	0.8	2089	16	322	454	30	71	123	12.2
Сл-6/110	4	10.5	0.1	6.6	2182	6	1059	469	27	104	674	21.2
Сл-6/120	1-2	9.9	2.1	2.0	1221	11	256	404	104	314	112	24.4
Сл-6/130	2	8.5	3.7	7.2	1236	19	283	297	692	110	177	3.5
Сл-6/133	4	9.1	0.5	0.9	1708	12	119	319	33	376	59	5.6
Сл-6/136	1-2	8.6	5.9	5.1	2131	34	649	282	392	59	116	2.6
Сл-6/155	4	8.6	0.6	2.2	3506	9	189	206	28	94	46	5.3
Сл-6/160	4	9.5	0.7	4.0	1540	15	214	551	95	151	133	10.5
Сл-6/172	4	9.4	2.5	16.3	1254	6	540	371	27	80	184	4.9
Сл-6/182	5	8.6	10.3	4.9	1199	8	169	210	39	91	93	5.2
Сл-6/194	1-2	7.7	0.7	2.5	149	4	302	960	3544	1850	32	2.5
Сл-6/198Q	5	8.1	1.7	1.3	1027	6	433	764	1336	393	25	1.8
Сл-6/206	5	9.2	85.0	16.0	1196	5	441	539	110	585	467	8.1
Сл-6/214	5	8.3	7.0	2.1	1244	7	571	549	264	1499	185	3.2
Сл-6/222	5	7.9	3.1	1.5	1317	3	367	905	615	228	121	2.4
Сл-6/225	5	8.3	44.1	14.4	1861	20	76	847	299	849	360	3.2
<i>Золото-пиритовые концентраты технологических проб</i>												
проба БУ	1-5	7.5	26.5	4.6	1725	3	415	795	474	807	174	3.6
проба РТ	1-5	8.5	97.3	9.5	1765	2	331	801	482	537	151	3.2
хвосты	1-4	6.5	70.6	7.8	2542	7	603	1325	244	609	340	16.3
<i>Сухоложский участок. Осадочно-диагенетический пирит</i>												
39022	1	6.8	39.3	25.7	3712	22	2506	8871	2010	1946	364	5.8
Ш1-2	3	7.3	301.0	27.2	1549	2	375	389	86	38	296	15.9
Ш1-1	3	7.7	330.0	30.4	931	2	311	464	357	63	183	10.9
ШТ2-Б	1	6.9	0.5	4.0	184	5	275	551	1330	1978	1124	10.3
СЛ-25	1+4	7.0	74.5	12.9	3487	4	680	1341	452	80	1209	25.5
<i>Западный участок. Осадочно-диагенетический пирит</i>												
СК-4	1	20.6	0.2	1.7	395	3	97	220	93	31	91	3.1
СК-1	2	17.2	0.6*	1.8	693	4	211	487	126	1290	532	5.8
СК-2	2	14.9	1.2*	1.6	777	4	190	498	121	561	639	3.8
СК-3а	2	9.6	0.9*	1.6	984	6	209	314	140	66	219	13.7
СК-3б	2	8.7	0.6*	3.1	1496	9	284	385	55	29	239	22.3
СК-3в	2	7.3	2.0	3.7	1521	4	447	882	142	550	877	10.4
<i>Западный участок. Рудные тела (РТ2, РТ1)</i>												
РТ2-2а	2	7.5	14.8	1.3	2866	2	726	738	79	61	119	19.6
РТ2-2б	5	7.5	893.5	115.5	2325	2	557	1064	654	476	100	9.6
РТ2-QRy	5	7.5	349.8	47.6	9027	3	534	1191	1312	692	37	4.8
РТ1-Грань	4	9.0	48.5	3.1	2336	1	237	553	6	80	136	4.0
РТ1-Центр	4	9.0	206.9	10.2	2944	1	226	173	5	12	25	3.7

Исследованиями керн скважин установлено, что пачка слоистых руд выклинивается на расстоянии не более первых сотен метров по простиранию толщи.

Отдельно следует остановиться на результатах, полученных Н.М.Заири с соавторами (1977). Была установлена изотопно-геохимическая зональность, выраженная в закономерном росте средних значений $\delta^{34}\text{S}$ пирита в минерализованной зоне от +6.5 до +11.5‰ при движении с востока на запад, т.е. *вверх по разрезу пород хомолхинской свиты*. Следовательно, несмотря на высокую степень дислокационного метаморфизма как в поперечных, так и в продольных сечениях складки отчетливо проявлены элементы единого литолого-стратиграфического контроля в распределении изотопов серы. Поэтому полученные данные позволяют исключить из рассмотрения возможность поступления серы с глубоких горизонтов вместе с магматогенными или метаморфогенными флюидами. Нельзя предположить и изоопную гомогенизацию серы непосредственно в объеме месторождения, т.к. в случае ее усреднения результирующая величина $\delta^{34}\text{S}$ *значительно превысила бы +9‰*.

Таким образом, основываясь только на внутренней логике имеющихся изотопных данных мы приходим к выводу о поступлении серы с $\delta^{34}\text{S}=+9\pm 3\%$ (и соответственно, золота) из эндогенного источника в доскладчатый период, т.е. *на этапе осадконакопления и диагенеза*. Наличие гидротермально-осадочного золотоносного пирита на месторождении отмечалось неоднократно [Буряк, Хмелевская, 1997; Large, Maslennikov, Robert et al., 2007; и др.], однако вследствие высокой интенсивности метаморфизма и регенерации его вклад в золотоносность руд оставался предметом дискуссии. Рассмотренные выше изотопные данные указывают на то, что роль конседиментационного рудонакопления для месторождения Сухой Лог являлась определяющей.

Относительно мощные (до 20 см) линзы мелкозернистого массивного пирита ранее отмечались Н.М.Заири в выработках штольни №1. По устному сообщению В.В.Масленникова в разрезе скважины №1 был отмечен 10-метровый интервал практически сплошных тонкослоистых пиритовых руд с субмикроскопическим золотом. При первичной документации керн в 1962 г. порода была описана как слоистый коричневый алевролит, содержания Au при опробовании достигали 4.5 г/т. Как известно, наибольшую мощность гидротермально-осадочные залежи имеют вблизи рудоподводящих каналов [Кривцов, Минина, Волчков и др., 2002].

В рудах Вернинского месторождения, которое претерпело значительно меньший метаморфизм, ранние «доскладчатые» сульфиды наблюдаются повсеместно [Кряжев, Ганжа, Двуреченская, 2010]. Они представлены рассеянной тонкой вкрапленностью глобулярного и мелко-кристаллического пирита, а также ее послойными сгущениями вплоть до образования массивных конкрециевидных стяжений и серноколчеданных линз мощностью до 2-3 см. Зона

развития послойного пирита приурочена к верхнему контакту маркирующего горизонта известняков и занимает четкое литолого-стратиграфическое положение. Пиритизированные слои отчетливо секутся кливажом, замещаются и обрастают более поздними крупнокристаллическими агрегатами пирита и арсенопирита.

Морфологические особенности, золотоносность и последовательность формирования сульфидной минерализации на месторождениях Сухой Лог и Вернинское были всесторонне и весьма детально изучены коллективом ЦНИГРИ под руководством С.Д.Шера в 70-80-х годах прошлого века (Шер и др., 1984ф). Ниже в краткой форме изложены основные результаты этого исследования.

Выделены два главных генетических типа сульфидов. К ранним образованиям отнесены рассеянная вкрапленность, «глазковые» выделения, послойные и «облачные» скопления пирита (типы 1-3 по Large et al. 2007). Главные признаки ранней пиритовой минерализации – четкая связь со слоистыми структурами, широкое развитие фрамбоидальных и глобулярных форм – позволяют связывать ее отложение с осадочными процессами. При метаморфизме осадочные сульфиды в той или иной мере были перекристаллизованы. Метакристаллы кубического пирита, гнездовидные кварц-пиритовые скопления и кварц-пиритовые прожилки разнообразной морфологии являются более поздними образованиями (типы 4-5 по Large et al. 2007).

Рассеянная вкрапленность глобулярного пирита, видимая только под микроскопом, постоянно присутствует в темных углеродистых породах. Размерность выделений пирита – тысячные и сотые, редко – десятые доли мм., его содержания в породах колеблются преимущественно от 0.5 до 4 % (судя по содержаниям серы).

В ритмично переслаивающихся толщах местами наблюдаются послойные скопления пирита разной густоты – вплоть до массивных, мощностью преимущественно до 1-2 см. Такие послойные скопления в горных выработках иногда прослеживаются на десятки метров, мало изменяясь по мощности и густоте насыщения. В зонах смятия послойные скопления изгибаются вместе с вмещающими их слоями в мелкие сжатые складки. Они часто оказываются разорванными и будинированными. Пирит, слагающий послойные скопления, представлен глобулярными и мелкокристаллическими выделениями. Глобулярные имеют размерность тысячные и сотые доли миллиметра, соответствующую размерности зерен вмещающей матрицы. Кристаллические – немного крупнее и имеют разную степень идиоморфизма.

Вопрос о золотоносности сульфидов, сингенетичных осадконакоплению, решался исследователями на основании определения содержаний золота в послойных скоплениях пирита, «глазковой» и тонкой рассредоточенной вкрапленности. Порядок содержаний золота в рассеянном глобулярном пирите определялся путем расчета по содержаниям золота и серы в породах с вкрапленностью этого пирита. Для всех перечисленных форм установлена общая

закономерность: максимальной золотоносностью характеризуются осадочные сульфиды, развитые в центральных частях рудных полей (десятки-первые сотни г/т), на флангах содержания золота в них снижаются (в среднем 0.5–2 г/т). Авторы допускают вероятность дополнительного привноса золота в сульфиды при эпигенетических процессах, однако не исключают и связи высокой золотоносности ранних сульфидов со специфическими условиями осадконакопления.

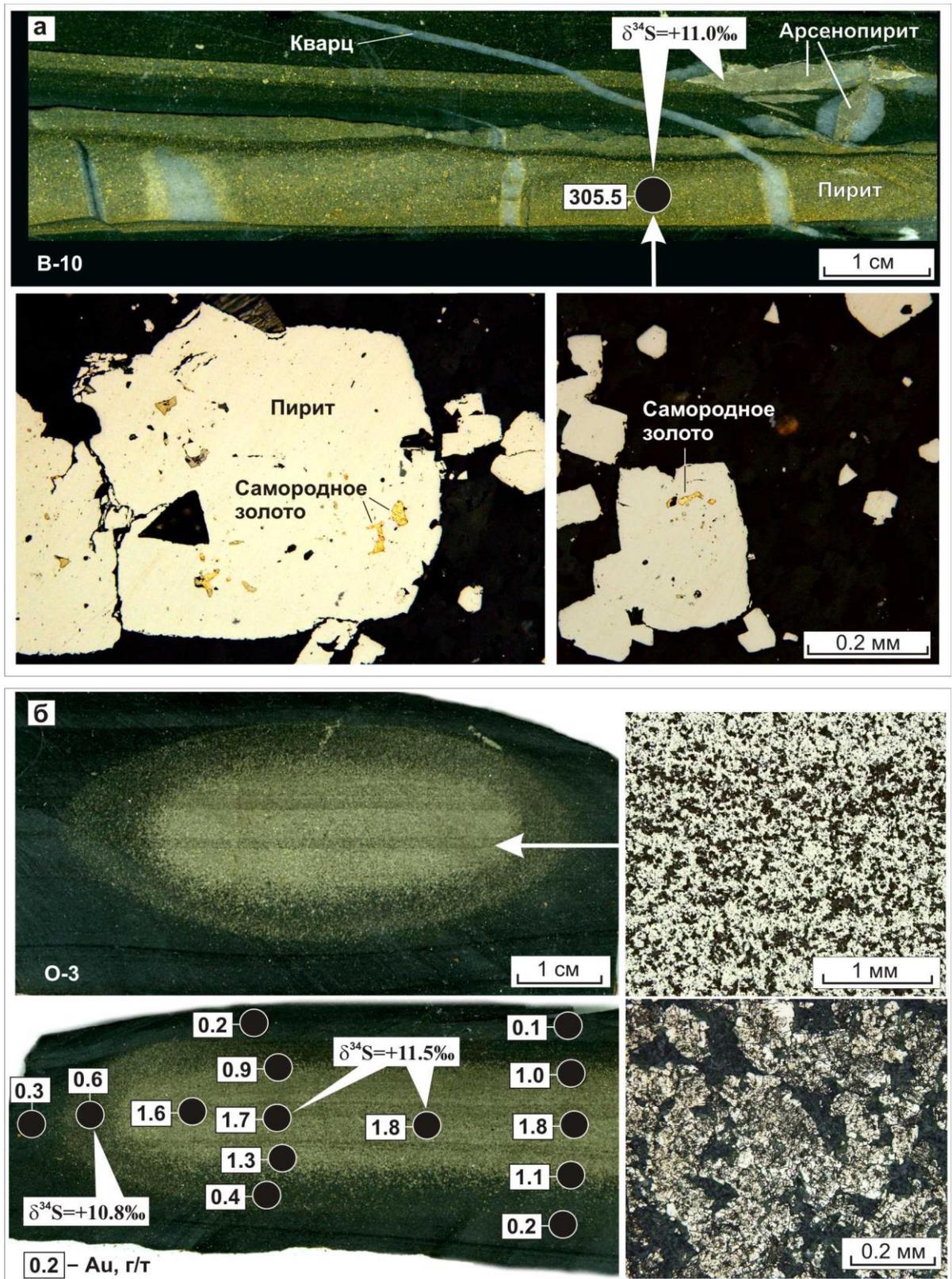
Впоследствии высокая золотоносность глобулярного пирита была подтверждена инструментальными методами [Ганжа, Развозжаева, 2014].

О высоких содержаниях золота в пиритовых конкрециях на месторождении Сухой Лог (до 350 г/т) сообщается в работе [Буряк, Хмелевская, 1997]. Наличие сингенетичного золота в осадочно-диагенетических сульфидах было установлено современным ICP-MS анализом с лазерным отбором пробы [Large, Maslennikov, Robert et al., 2007]. В пробах раннего пирита, отобранных нами на месторождениях Сухой Лог и Вернинское, методом ICP MS установлены содержания Au до 330 г/т (см. табл. 5, табл. 6). Примечательно, что все высозолотоносные пириты на месторождении Сухой Лог характеризуются интервалом $\delta^{34}\text{S}=+7\pm 0.5\text{‰}$, т.е. в соответствии с выявленной зональностью принадлежат к нижней части рудоносного разреза (в настоящее время занимающей ядерную часть антиклинали).

На рис.17 представлены типичные проявления осадочного (по С.Д.Шеру с соавторами, 1984ф) пирита. Облачное скопление имеет отчетливо диагенетическую природу (видны следы слоистости) и по данным радиохимического анализа точечных проб содержит равномерно распределенную примесь сингенетичного золота в количестве до 2 г/т. Видимые в оптический микроскоп ($> 1\mu\text{м}$) выделения самородного золота (и другие рудные фазы) в пирите нами не обнаружены. Вмещающая порода сложена кварцем (25%), калиевой диоктаэдрической слюдой (35%) и карбонатом анкерит-доломитового ряда (40%). Присутствует примесь органического вещества (до 1%).

В слоистых рудах пирит-карбонатные прослои перемежаются с углеродистыми ($\text{C}_{\text{орг}} 2.3 \text{ мас.}\%$) кварц-слюдистыми сланцами с небольшой примесью карбоната. Самородное золото образует сингенетичные микровключения в центральных зонах кристаллов пирита, содержание Au в слое по данным ICP MS составило 305.5 г/т.

По изотопному составу серы обе разновидности пирита не различаются. Одинаковыми оказались и изотопно-геохимические характеристики карбоната ($\delta^{13}\text{C} = -5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +19.0\text{‰}$). Очевидно, что в рассматриваемом случае прослои и «облачные» стяжения мышьяковистого пирита формировались на границе вода-осадок, а также в толще нелитифицированного осадка при участии единого золотоносного гидротермального раствора с $\delta^{34}\text{S}=+11\pm 0.5\text{‰}$.



а – пересечение слоистых золото-пиритовых руд кварцевыми прожилками.
 б – конкреционное стяжение пирита с субмикроскопическим сингенетическим золотом.
 Кружками отмечены места отбора точечных проб, рядом указаны полученные содержания Au.
 Образцы из коллекции Г.Б.Ганжи.

Рис. 17. Золотоносная сульфидная минерализация месторождения Вернинское.

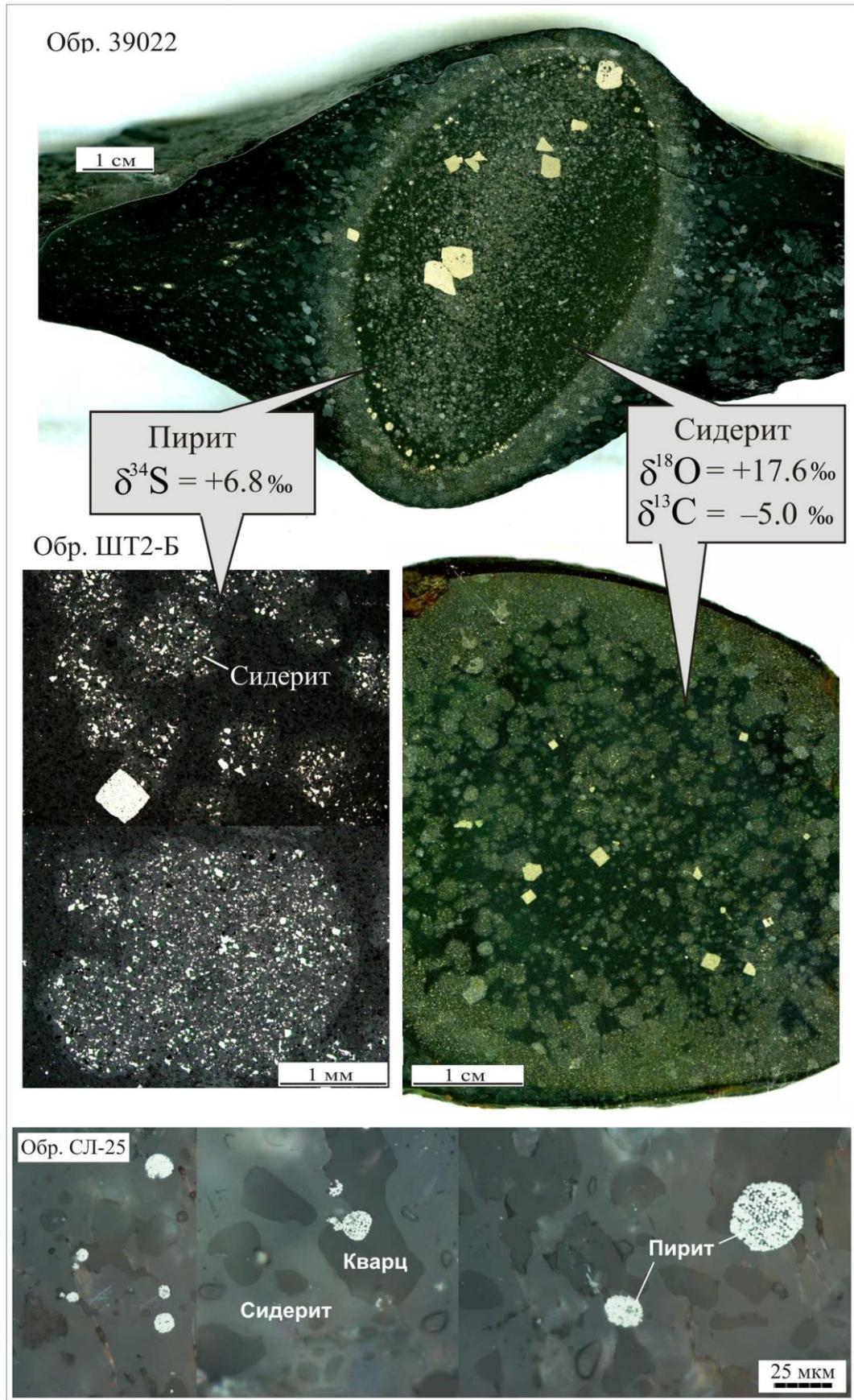


Рис. 18. Будинированные кварц-сидерит-пиритовые конкреции в сланцах (Сухой Лог, рудная зона. Полированные шлифы)

Обогащение слоистых руд золотом теоретически можно связать с дополнительным привнесом металла при образовании кварцевых прожилков. Однако при этом придется допустить, что золото в значительном количестве транспортировалось без участия воды (не изменился изотопный состав кислорода карбоната), углекислоты (не изменился изотопный состав углерода карбоната) и серы (не изменился изотопный состав перекристаллизованного пирита и новообразованного арсенопирита). Следует также отметить полное отсутствие каких-либо метасоматических изменений вблизи прожилков и в образце в целом (по минеральному составу порода полностью идентична обычным сланцам месторождения). Поэтому в данном конкретном случае с учетом приведенных выше сведений по золотоносности осадочных сульфидов первично высокие концентрации сингенетичного Au в слоистых рудах, по мнению автора, являются наиболее вероятными.

Таблица 6. Изотопно-геохимические характеристики пирита месторождения Вернинское [Кряжев, Ганжа, Двуреченская, 2010]

Номер пробы	Тип	$\delta^{34}\text{S}$ ‰	Au	Ag	As	Sb	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Bi
			содержание, г/т									
<i>Месторождение Вернинское</i>												
V34К	2	8.2	4.6	1.1	4127	6	251	844	47	67	93	2.2
V34Б	1	8.8	37.9	2.6	6262	10	11	26	72	1081	26	1.2
V35QPуAs	5	6.5	1673.4	103.4	73469	56	214	811	252	2546	158	3.2
V35К	2	7.0	268.7	18.8	27420	34	86	360	161	150	124	2.5
V38	1	8.3	0.4	3.3	900	14	32	57	235	135	1206	10.7
V40	1	10.6	0.3	2.8	471	12	13	130	673	22	30	1.8
O-3	1	11.5	1.5	10.5	626	37	5	60	657	81	438	0.0
V-10	2	11.0	305.5	16.3	50258	25	24	142	372	120	27	0.1
V-10As	5	11.0	29.4	3.1	>30%	89	6	62	166	56	30	0.1
V41	2	9.8	2.4	2.5	1092	20	12	176	80	48	133	3.8
V42(центр)	1	6.5	3.4	2.4	414	12	18	167	406	83	115	3.1
V42(край)	4?	6.0	176.5	16.3	206	8	10	73	1716	113	99	1.2
<i>Вернинское рудное поле. Пирит в перекрывающей толще.</i>												
C163/135	2	0.4	3.1	0.9	632	10	54	334	323	395	28	0.0
C141/233	2	-2.1	0.7	0.4	1001	10	64	237	318	435	43	0.5
C15/225	4	-7.4	0.0	0.2	1197	2	150	239	23	93	62	0.8
C79/100	4	-7.7	0.0	0.3	996	8	122	120	11	40	90	4.7

Изотопно-геохимическая зональность, проявленная на месторождении Вернинское, сильно отличается от сухоложской (см. табл. 6). В верхней части разреза отмечается разкое снижение значений $\delta^{34}\text{S}$ до -7% . Золотое оруденение на этот уровень не прослеживается.

Таким образом, результаты изотопных исследований подтверждают предположение о гидротермально-осадочном происхождении основной массы золотоносного осадочно-диагенетического пирита, который показал практически одинаковые интервалы вариаций $\delta^{34}\text{S}$ от $+7$ до $+12\%$ на обоих месторождениях.

Отмеченные элементы изотопно-геохимической зональности хорошо известны на месторождениях колчеданного семейства [Гриненко, Гриненко, 1974; Заири, 1985; Ковалев, Перцева, Бусленко, 1991; Gadd et al., 2017], а также в современных гидротермально-осадочных системах [Виноградов, 1980]. Эта в целом фундаментальная закономерность главным образом обусловлена снижением температуры гидротермальных растворов по мере их удаления от подводных каналов (и по мере затухания эндогенной активности во времени), что приводит к резкому росту доли изотопно-легкого биогенного сероводорода в осадках. Примечательно, что по изотопно-геохимическим признакам месторождения сухоложского типа практически не отличаются от золоторудного месторождения Хоумстейк (см. рис. 10), которое служит эталоном метаморфизованных эксгалиционно-осадочных залежей [Rye, Rye, 1974; Cameron, 1983].

Согласно существующим представлениям [Будяк, Горячев, Скузоватов, 2016], золотоносные толщи накапливались в условиях задугового бассейна при конседиментационной эксгалитивной деятельности в зоне спрединга. Соответственно, формирование сопоставимых месторождений «сухоложского» типа в других геодинамических обстановках маловероятно. Их можно рассматривать как «удаленный» аналог колчеданно-полиметаллических месторождений Забайкалья, таких как Холоднинское и Озерное [Ручкин, Конкин, 2010]. Причину высокой золотоносности конседиментационных сухоложских руд, по-видимому, еще предстоит в полной мере обосновать. Известны пока только немногочисленные объекты, которые можно рассматривать в качестве древних или современных проявлений высокзолотоносных субмаринных залежей [Emsbo, 2000; Melekestseva, Maslennikov, Tret'yakov, 2017]. Однако на основании изотопных данных можно сделать некоторые предположения. В позднем протерозое величина $\delta^{34}\text{S}$ океанического сульфата составляла около +20‰ [Гриненко, Гриненко, 1974]. Снижение $\delta^{34}\text{S}$ до уровня +7‰ возможно в двух случаях:

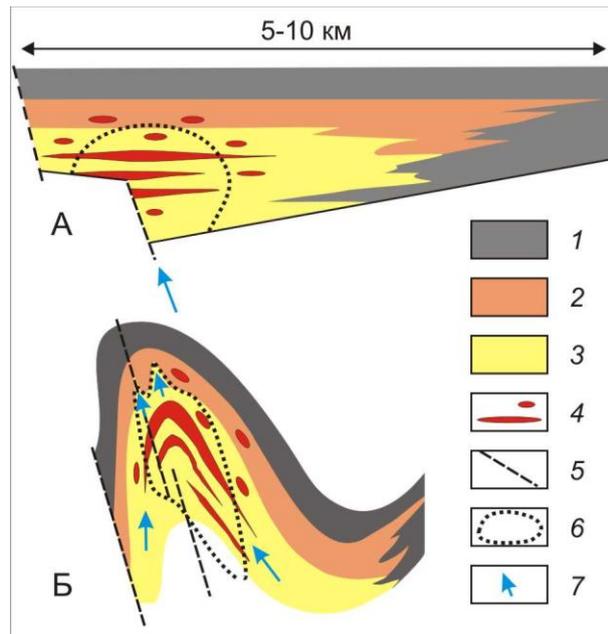
1 – фракционирование изотопов серы в процессе восстановления сульфата при температуре около 200 °С [Виноградов, 1980];

2 – поступление части серы из внешнего (эндогенного) источника.

Соответственно, в качестве вероятного источника рудного вещества в первом случае выступают исключительно углеродисто-терригенные породы. Во втором случае можно предполагать поступление золота в бассейн осадконакопления с эндогенными флюидами.

Существование в Бодайбинском районе незолотоносных сульфидных залежей [Иванов, 2014] в большей мере свидетельствует в пользу последнего предположения.

По результатам исследования изотопно-геохимической зональности предложена генерализованная изотопно-геохимическая модель месторождений сухоложского типа (рис.19)



А – конседиментационный этап, Б – коллизионный этап;
 1–3: изотопный состав сульфидной серы ($\delta^{34}\text{S}$): 1 – меньше 0‰, 2 – больше +12‰,
 3 – +5...+12‰; 4 – линзовидные слоистые залежи и конкреционные стяжения пирита;
 5 – разломы; 6 – области максимальной золотоносности сульфидов;
 7 – направление движения золотоносных флюидов.

Рис. 19. Изотопно-геохимическая модель формирования золоторудных месторождений «сухоложского» типа [Кряжев, 2017].

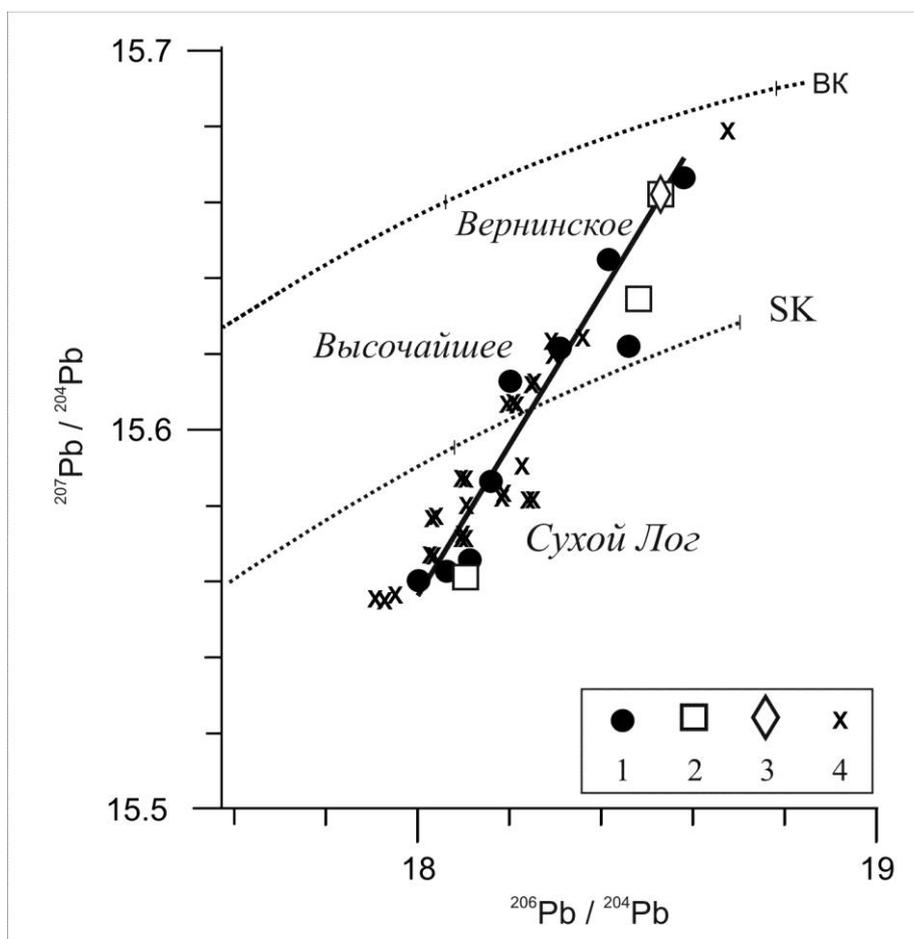
Перераспределение рудного вещества при метаморфизме. По серноизотопным данным, представленным выше, поздние сульфиды (пирит-5 и арсенопирит-5), входящие в состав золотоносных кварцевых прожилков и кварцевых жил, в целом унаследовали изотопный состав серы осадочного пирита, за счет которого эти сульфиды, вероятнее всего, и образовались. Масштабы перераспределения рудного вещества на этапах диагенеза, катагенеза и линейного складкообразования оценить сложно. На участке западного замыкания сухоложской антиклинали поздний золотоносный пирит отмечается в перекрывающей толще на расстоянии 150-200 м от залежи слоистых руд. Если принять во внимание время, прошедшее с момента осадконакопления (700–600 млн.лет) до образования складки (440–450 млн.лет) и составляющее около 200 млн.лет, скорость перемещения серы и золота оценивается в 0.001мм/год. Для столь медленного движения вещества *достаточно градиента давления*. В то же время при наличии флюидов можно допустить и более масштабную миграцию золота вдоль проницаемых зон расланцевания с образованием обширных геохимических аномалий над залежами гидротермально-осадочных руд [Иванов, 2014].

Для получения дополнительных данных целесообразно рассмотреть результаты исследования изотопного состава рудного свинца. Прожилково-вкрапленная минерализация месторождения Сухой Лог изучена достаточно полно И.В.Чернышевым с соавторами [Чернышев, Чугаев, Сафонов и др., 2009]. Наши образцы осадочно-диагенетического пирита (СК-1 и СК-4, см. рис. 17) были любезно проанализированы А.В.Чугаевым. Отличий в пределах ошибки анализа не зафиксировано (рис. 20). Следовательно, свинец в прожилково-вкрапленных рудах был заимствован из осадочно-диагенетических сульфидов.

Наблюдаемый на рис. 20 тренд И.В.Чернышев с соавторами интерпретируют как линию смешения свинцов из двух источников. Признавая несомненную правомочность такой интерпретации, следует, однако, отметить и существование альтернативной версии [Кряжев, Крымский, 2010]. На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ точки, отвечающие всем проанализированным осадочно-диагенетическим пиритам сухоложского рудного района, располагаются вдоль того же тренда. Эту линию можно интерпретировать как вторичную изохрону с наклоном 0.196. Если допустить, что возраст сульфидной минерализации близок к времени осадконакопления (650-600 млн. лет), расчетный возраст источника свинца составит 2.5 млрд.лет. Наиболее вероятным источником могли служить породы нижнего протерозоя, слагающие фундамент и борта Бодайбинского прогиба.

В распределении изотопных отношений свинца имеет место отчетливый литолого-стратиграфический контроль: для каждого рудовмещающего стратиграфического уровня характерен свой интервал значений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, в пределах которого варьирует изотопный состав свинца сульфидов всех генераций, включая и высокозолотоносные их разновидности. Подобная закономерность является убедительным свидетельством связи наблюдаемых вариаций изотопного состава рудного свинца с процессами седиментации при отсутствии существенного привноса «инородного» Рb в последующие периоды метаморфизма и рудообразования.

Таким образом, в целом эволюция изотопного состава свинца в Ленском районе может быть описана двухстадийной моделью. Начало второй стадии относится к рубежу архея и протерозоя, когда произошло формирование комплекса пород с варьирующим отношением $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. Эти породы в различном сочетании служили затем основными источниками обломочного материала, поставляемого в Бодайбинский палеобассейн с близлежащих поднятий. Осадочно-диагенетические сульфиды унаследовали изотопную гетерогенность терригенных отложений и послужили основным источником свинца в рудах.



1 – осадочно-диагенетический пирит (типы 1-3), 2 – метакристаллы пирита (тип 4), 3 – метакристаллы арсенопирита, 4 – данные из работы [Чернышев, Чугаев, Сафонов и др., 2009], пирит (тип 4-5), галенит. Показаны кривые эволюции изотопного состава свинца по моделям [Stacey, Kramers, 1975] (SK) и [Доу, Зартман, 1982] для верхней коры (BK). Изотопные анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (TIMS) и ИГЕМ РАН (MC-ICP-MS).

Рис. 20. – Диаграмма изотопного состава свинца сульфидов суходоложского рудного узла [Кряжев, Крымский, 2010]

Предполагая локальный характер перераспределения рудного вещества при динамотермальном метаморфизме, нельзя не отметить отчетливую рудоконцентрирующую роль последнего. При перекристаллизации пирита в нем появляется большое число изометричных включений халькопирита, пирротина, сфалерита и галенита, а также видимого самородного золота (в сростании с указанными фазами или отдельно от них). Для колчеданных руд это явление хорошо известно [Бородаевская, Горжевский, Кривцов, 1979; Викентьев, Молошаг, Юдовская, 2006]. Не всегда появление новых фаз сопровождается значительным повышением валовых концентраций цветных металлов (см. табл. 5, 6). В то же время содержания золота нередко возрастают на 1-2 порядка. Возможно, это обусловлено высокой активностью самородного золота как осадителя Au из растворов [Петровская, 1973].

Карбонаты и углеродистое вещество. Результаты изотопных исследований УВ представлены в табл. 7. Установлено, что $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ монотонно снижаются вверх по разрезу и группируются в соответствии с существующим литолого-стратиграфическим разделением толщи на пачки: от углеродистых сланцев и алевропелитов к алевролитам и алевропесчаникам с относительно низким содержанием органического углерода. Существуют представления, согласно которым величина $\delta^{13}\text{C}$ органического углерода может возрастать при метаморфизме в результате изотопного обмена УВ с карбонатами. Однако, в рассматриваемом случае подобный процесс существенного развития не получил, о чем свидетельствуют следующие факты. На месторождении Сухой Лог $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ снижается по направлению к перекрывающим известнякам имнянской свиты. В известковистых сланцах переходной пачки (обр. Шт-2 – 530 м) при содержании карбонатов 20–30 мас. % установлены наиболее низкие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$. Таким образом, наблюдаемые вариации изотопного состава $\text{C}_{\text{орг}}$ вероятнее всего наследуют первично-осадочную неоднородность бассейнов седиментации.

В этой связи необходимо отметить относительно высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ углеродистого вещества (до -15‰), выходящие за диапазон изотопных составов «нормальной» морской органики и УВ черных сланцев [Галимов, 1978]. К числу возможных причин наблюдаемой аномалии относятся характер органического вещества, температура бассейна, скорость осадконакопления и т.д. Наиболее вероятным представляется аномальный газовый режим (поступление в бассейн изотопно-тяжелого метана). В практическом плане несомненным представляется вывод об особых условиях накопления и диагенеза осадков и об индикаторном значении $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ как отражении этих условий. Примечательно, что «аномальное» органическое вещество присутствует исключительно на месторождениях. На флангах рудных полей значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ значительно снижаются.

Особенности распределения в породах, химический состав и изотопно-геохимические характеристики карбонатов (табл. 8) согласуются с существующими представлениями об их первично-диагенетической природе [Буряк, Львова, 1969]. Масштабы эпигенетического переотложения карбонатного вещества служат предметом дискуссии [Иванов, 2014].

Новообразованный карбонат постоянно отмечается в золотоносных кварц-пиритовых образованиях в виде вкрапленных выделений. Как показали наши исследования [Кряжев, Устинов, Гриненко, 2009], карбонаты вмещающих пород при их переотложении в кварцевые жилы и прожилки сохраняют свои изотопные характеристики. Эта закономерность справедлива и по отношению к катионной части карбонатного вещества, что однозначно следует из результатов изучения Rb-Sr системы кварцевых жил и вмещающих пород [Чугаев, 2007].

Таблица 7. Содержание и изотопный состав органического и карбонатного углерода в рудовмещающих метатерригенных породах [Кряжев, Устинов, Гриненко, 2009] с дополнениями.

Участок	Литопачка	$C_{\text{орг}}$ мас. %	$\delta^{13}C_{\text{орг}}$ ‰	$C_{\text{карб}}$ мас. %	$\delta^{13}C_{\text{карб}}$ ‰	Число проб
<i>Месторождение Сухой Лог. Породы верхнехоломхинской подсвиты.</i>						
Шт.2, 530-538 м	Пятая	0.4–0.5	–21.0...–22.5	1.9–3.4	–4.5...–5.9	3
Скв. 6, 60-130 м	Четвертая	0.2–0.6	–19.7...–20.5	0.8–1.9	–3.4...–5.2	4
Шт.2, 700-900 м	Третья	0.8–1.1	–18.8...–19.6	1.7–2.3	–3.7...–5.4	2
Скв. 5, скв. 6	Третья	0.9–1.0	–18.6...–18.8	0.3–0.6	–5.1...–5.2	2
Скв. 6, 180-225 м	Вторая	0.7–1.2	–16.9...–17.3	1.4–2.6	–3.4...–4.4	3
Шт.2, рассечки 42, 39	Вторая	1.6–3.3	–15.7...–16.3	1.0–2.3	–2.9...–4.6	3
<i>Породы верхнехоломхинской подсвиты за пределами месторождения.</i>						
Фланг рудного поля	-	0.6–1.8	–19.6...–22.5	0.1–3.0	–4.3...–9.6	6
Разрез «Ныгри»	-	0.6–1.3	–19.7...–22.8	0.1–1.0	–6.3...–8.7	4
Разрез «Угахан»	-	0.3–1.3	–21.1...–24.4	0.1–3.1	–4.5...–5.3	3
<i>Месторождение Голец Высочайший. Породы нижнехоломхинской подсвиты.</i>						
Скв. 393, 430	Третья	0.7–1.1	–18.3...–20.2	0.3–1.3	–7.0...–7.3	3
Траншеи 13, 23	Вторая	0.9–2.3	–16.5...–17.5	0.7–1.2	–5.2...–7.8	3
Скв. 393, 392.	Вторая	0.9–1.2	–17.1...–17.6	0.4–0.8	–6.5...–8.1	3
Траншеи 13, 23	Первая	0.9–2.5	–12.9...–15.5	0.7–2.2	–3.5...–5.0	8
Скв. 392.	Первая	1.3–1.7	–14.6...–15.5	0.3–1.0	–5.6...–6.8	2
Скв. 1023	R ₃ hm ₂	0.1	–25.0	0.6	–7.6	∑
Скв. 1023	Вторая	0.6	–18.0	0.2	–6.7	∑
Скв. 1023	Первая	0.9	–15.5	0.7	–4.4	∑
<i>Месторождение Вернинское. Породы аунакитской свиты.</i>						
Карьер	-	0.7–1.7	–18.5...–20.5	0.2–2.2	–2.0...–8.1	4
Разрез «Шмотинский»	-	4.6	–21.9	0.04	–5.9	1

Таблица 8. Изотопный состав кислорода и углерода магнезиально-железистых карбонатов [Кряжев, Устинов, Гриненко, 2009] с дополнениями.

№ пробы	Описание	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
<i>Сухоложское рудное поле</i>			
Шт2-538	Вкрапленность в метаалевропелите	+19.5	-5.9
Шт2-530а	То же	+19.2	-5.6
С-6/65	Линзочки в филлитовидном сланце	+19.2	-5.5
ШТ2-Б	Карбонат конкреции (сидерит)	+17.2	-4.8
39022	Карбонат конкреции (сидерит)	+18.0	-5.2
Шт2-39/5	То же, в углеродистом сланце	+17.5	-3.8
Шт2-40/10	Карбонатный прослой мощностью 0.5-1 см	+18.7	-5.1
Шт2-42/124	То же, мощностью 1-3 см.	+18.1	-5.6
Шт2-42/123	То же, на контакте с кварцевым прожилком	+17.8	-5.5
Шт2-42/123	Карбонат-пирит-кварцевый прожилок	+17.9	-5.8
Шт2-42/118	Карбонат-кварц-пиритовая линза	+18.3	-5.2
Шт2-40/4	Кристаллы в кварцевой жиле	+18.2	-4.5
<i>Высочайшее</i>			
К-23/20	Линзочки анкерита в сланце	+18.2	-4.5
К-23/30	Вкрапленность анкерита в алевролите	+18.6	-4.6
К-23/150	Доломитизированный онколитовый известняк	+18.4	-5.2
С-1023/172	Онколитовый известняк	+16.1	-6.2
С-1023/192	Пирротинизированный известняк	+16.2	-3.1
С-1023/224	Массивный известняк	+15.9	+3.6
т.113	Массивный известняк	+17.6	+3.2
<i>Вернинское рудное поле</i>			
В-10	Пирит-карбонатный слой (анкерит-доломит)	+19.0	-5.0
О-3	Карбонатная порода (анкерит-доломит)	+19.0	-5.0
В-11	Кристаллы в кварцевой жиле (зона Первенец)	+19.6	-4.2

Интересные данные получены нами при изучении карбонатных пород на месторождении Высочайшее (рис. 21, 22, см. табл. 8). Установлено, что появление в разрезе золотоносных сульфидов *не отражается на изотопном составе кислорода известняков*, что не позволяет считать минерализацию *гидротермальной*. При этом снижение $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов и высокие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ указывают на вероятное поступление метана в осадки.

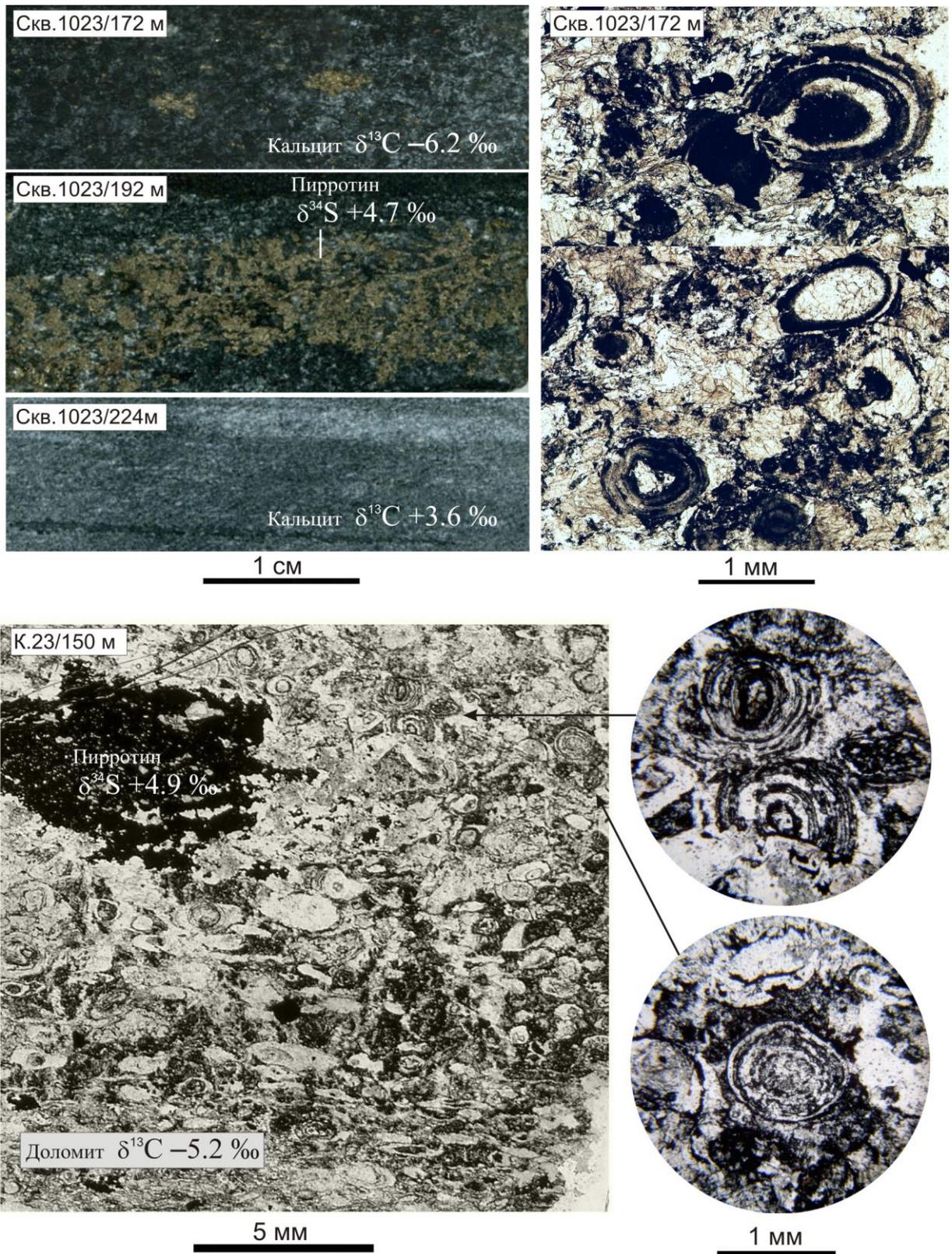
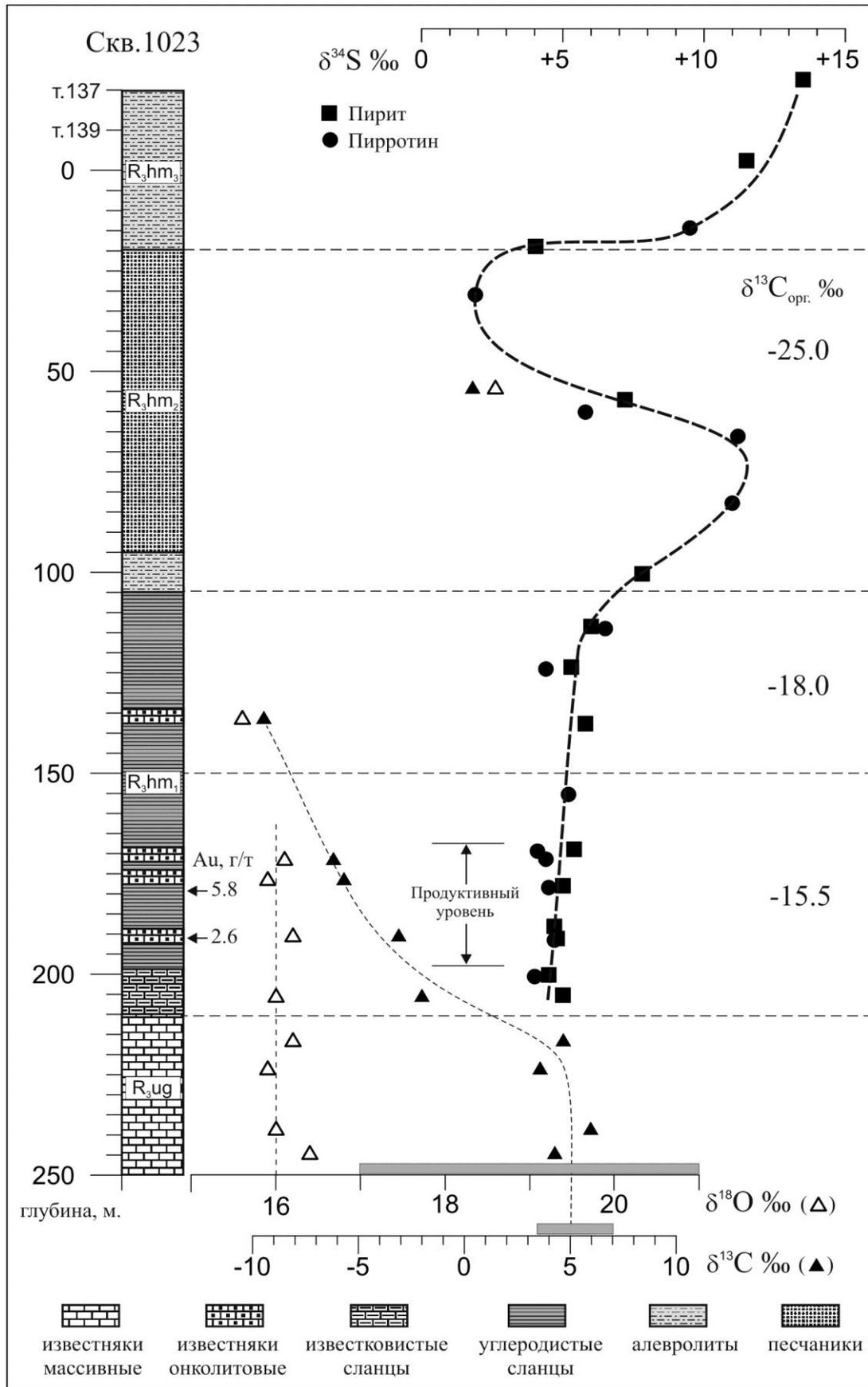


Рис. 21. Измененные онколитовые известняки на месторождении Высочайшее



Изоотно-геохимическая зональность в разрезе скв. 1023 (см. рис. 14). Геологическая основа и содержания Au по данным опробования – ООО «Высочайший». Серыми прямоугольниками показаны диапазоны составов известняков валухтинской свиты [Покровский, Малежик, Буякайте, 2006а].

Рис. 22.

Основные выводы. Таким образом, по своему происхождению месторождения «сухоложского» типа соответствуют модели гидротермально-осадочного рудообразования и приурочены к участкам накопления золотоносных сульфидных осадков в конседиментационных впадинах. Такие палеодепрессии как потенциальные рудные поля могут быть выделены среди фоновых углеродисто-терригенных отложений по характерному «тяжелому» изотопному составу сульфидной серы.

Локализацию месторождений на разных стратиграфических уровнях разреза при гидротермально-осадочном их происхождении следует трактовать как ярусное размещение оруденения в пределах единой рудоносной углеродисто-карбонатно-терригенной формации.

Необходимо отметить, что не все залежи осадочных сульфидов золотоносны. Максимальные содержания Au отмечаются на тех участках, где залежи слоистых руд имеют повышенную мощность, т.е. вблизи рудоподводящих каналов. Но определяющее значение, очевидно, имеет золотоносность самих растворов, т.е. наличие источника золота на глубине. В качестве последнего могут выступать многокилометровые толщи осадков (в том числе с кластогенным металлом) на пути подъема гидротерм. Но при этом совершенно не исключается и вероятность поступления металлоносных флюидов по разломам фундамента. Для решения этого вопроса требуются дальнейшие исследования.

Длительность функционирования субмаринных гидротермальных систем на фоне продолжающейся седиментации обеспечивает формирование весьма крупных скоплений золотоносных сульфидов. При этом зоны первичного обогащения осадков серой и золотом пересекают литологические границы (см. рис. 19) и при оконтуривании по бортовому содержанию *будут выделены как секущие рудные тела.*

Процессы дислокационного метаморфизма сыграли немаловажную роль в рудообразовании, т.к. в результате перекристаллизации сульфидов привели к укрупнению выделений золота, его перераспределению с образованием обогащенных участков в зонах рассланцевания и ядрах складок, а также к существенному повышению качества руд [Буряк, Хмелевская. 1997]. Очевидно, что в областях высоких ступеней метаморфизма и особенно при гранитизации имели место более интенсивные процессы регенерации ранних руд, вплоть до их полной деструкции и переотложения. Можно предполагать, что первичные гидротермально-осадочные концентрации золота послужили главным (если не единственным) источником металла некоторых золото-кварцевых месторождений.

3.1.3. Условия формирования золото-кварцевых жил

Кварцевые жилы на месторождении Сухой Лог в большинстве своем не содержат золота, хотя отдельные жилы служили предметом старательской отработки [Казакевич, Шер, Жаднова и др., 1971]. Тем не менее условиям их формирования посвящен ряд работ, в том числе и автора [Константинов, Косолец, Кряжев и др., 2002; Русинов, Русинова, Кряжев и др., 2008; Кряжев, Устинов, Гриненко, 2009]. Мы рассматриваем полученные результаты как представительные термобарогеохимические данные, в целом характеризующие «холостую» гидротермальную систему, проявившуюся на заключительном этапе развития территории синхронно со становлением гранитоидов Конкудеро-Мамаканского комплекса [Чугаев, 2007; Иванов, 2014]. При этом на Вернинском месторождении функционирование этой системы завершилось формированием золото-кварцевых рудных тел, которые фактически являются эталоном мелких жильных объектов.

Образцы кварца отобраны из выработок штольни №2 и керн скважин, а также из карьеров и расчисток на месторождениях Сухой Лог (С-17, С-23), Вернинское-Первенец (В-29, В-35) и Голец Высочайший (ВВ-1). «Фоновые» жилы, залегающие в породах верхнехомулхинской подсвиты на удалении от месторождений, опробованы в естественных обнажениях на восточной границе Сухоложского рудного поля (С-59) и в 8 км к западу от Гольца Высочайшего (С-123). Образец С-93 отобран из жилы, пересекающей граниты Константиновского штока.

Все образцы содержат большое число крупных (10-30 мкм) флюидных включений (рис. 23), заполненных натриево-хлоридно-гидрокарбонатным водным раствором с концентрацией солей 4-12 мас. % NaCl-экв, а также плотной углекислотой с примесью метана и азота. Максимальные температуры образования включений изменяются от 435 до 240°C, минимальные от 240 до 150°C. Включений типа С в кварце мало.

Результаты исследования индивидуальных флюидных включений в кварце и данные их валового анализа представлены в таблицах 9 и 10. Установлено, что минералообразование проходило на фоне снижения температуры при участии относительно разбавленных (общая минерализация 30–90 г/кг H₂O) гидрокарбонатно-натриевых растворов с примесью ионов кальция, магния и хлора. В газовой фазе включений доминируют углекислота. По составу растворов включений и температурам гомогенизации систематических отличий между золотоносными и «пустыми» кварцевыми жилами не отмечено. Отчетливо проявлена региональная зональность (рис. 24) в распределении физико-химических параметров, выраженная в снижении давления, температуры растворов, концентрации хлор-иона и метана в южном направлении (и вверх по разрезу рудовмещающей толщи).

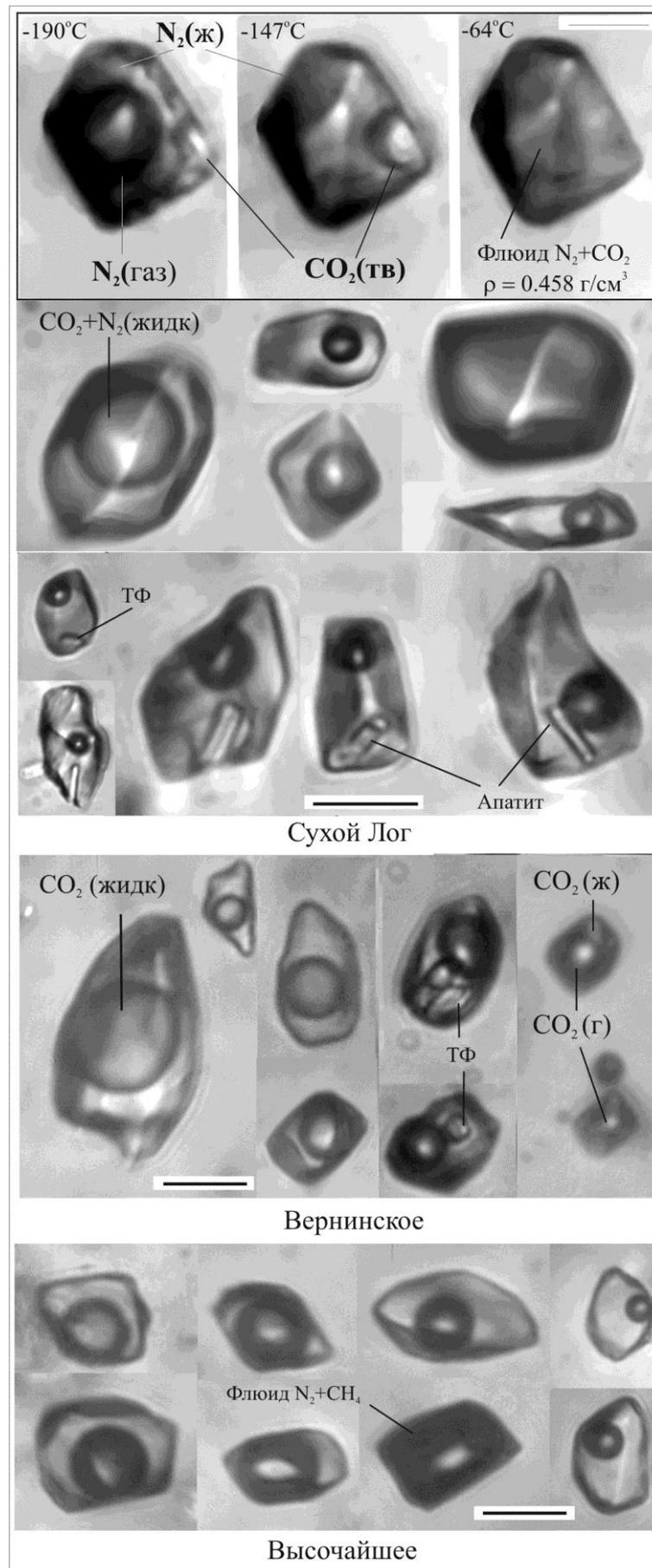


Рис. 23. Флюидные включения в жильном кварце месторождений сухоложского типа. Масштабная линейка 10 мкм.

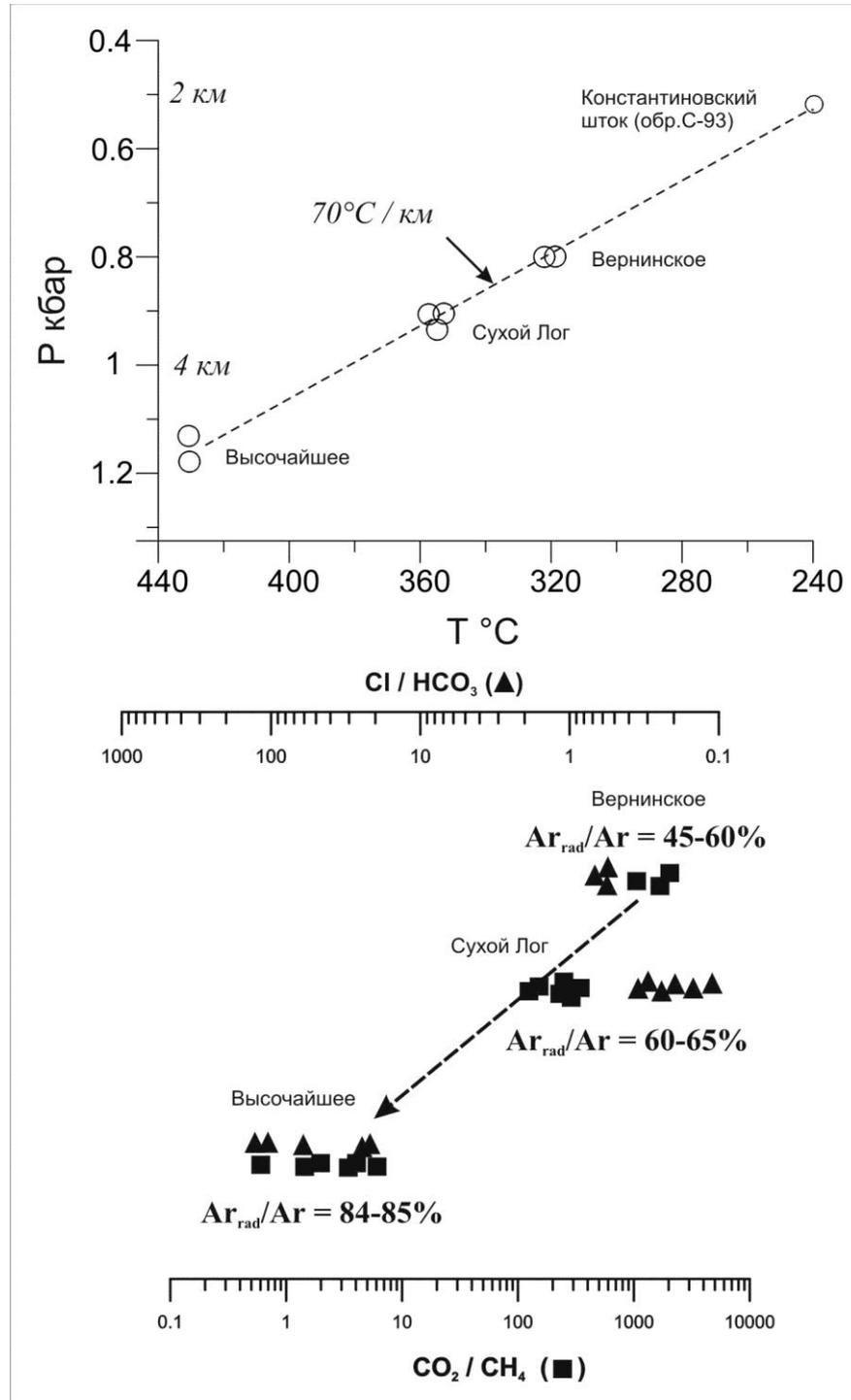


Рис. 24. Термобарогеохимическая зональность в разрезе и на площади Сухоложского рудного узла (по данным таблиц 9, 10, 12) [Кряжев, Васюта, 2012]

Таблица 9 Параметры флюидных включений в кварце по данным криотермометрии

№ обр	Температуры фазовых переходов					Концентрация		Р кбар
	T ₃	T _{ПЛ}	T _{ПГГ}	T _{ГС}	T _{ГОМ}	NaCl	CO ₂	
	°C					мас.%	мол.%	
<i>Сухоложское рудное поле</i>								
С-416/300	н	н	8	11-14	330-355	4	15	0.8-0.9
	-25	-9	6-7	12-13	230-280	6-7	6-7	0.8-1.0
	-7	-4.5	н	н	200-230	7	-	-
С-23	-10	н	7-8	-3	345-350	4	15	0.8-1.0
	-10	-5.8	н	н	240-255	9	-	-
Шт2-40/4	н	-6.5	9.5	-10	320-325	1-9	10-15	0.5-1.5
	-6.5	-4.8	н	н	265-290	7.5	-	-
С-6/198	-25	-6.5	5-9	-7-8	290-325	2-9	10-12	0.8-1.0
	-16	-7	8	10-13	250-275	4	6-8	0.8-1.0
	-14	-4	н	н	200-250	6	-	-
Шт2-538	-19	-6.5	10	-9.5	300-315	1-9	8-14	0.5-1.5
	-10	-3.7	н	н	200-220	6	-	-
С-17	-15	н	8	-14	330-350	4	14	0.9
	-15	-7	7	10	240-250	6	6	0.8
	-8	-5.5	н	н	200-230	8.5	-	-
С-59	-7.5	-5.3	9.5	-12.6	320-365	4-8	12-15	0.9-1.1
	-13	-4.8	8-9	н	240-250	4-8	н	н
	-13	-5.0	н	н	200-210	8	-	-
Шт-2/р.42	-12	-5	н	н	230-270	8	-	1.0*
<i>Месторождение Вернинское</i>								
В-11	н	-9	8-9	8	290-320	2-4	12	0.7-0.9
	-22	-8	6-7	19	245-255	6-7	5	0.6-0.7
В-35	н	н	8	0±1	280-290	4	11-12	0.8
	-12	н	8	н	245-255	4	н	0.8*
	-15	-4	н	н	200-215	6	-	-
В-29	н	н	7	8	285-295	6	9	0.8
	н	н	7	н	215-220	6	-	-
<i>Месторождение Высочайшее</i>								
ВВ-1	-29	н	12	-20	400-435	-	14-15	1.1-1.2*
	-29	-5.3	н	н	240-255	8	-	-
ВС-9	-29	-10	н	н	360-370	14	-	-
	-12	-7	н	н	245-255	11	-	-
ВС-1	-30	-8	-3.5	н	230-310	12-18	-	-
<i>За пределами рудных полей</i>								
С-123	-25	-8	н	н	340-355	12	-	>1.0*
С-93	-11	-2.2	7.7	24	210-240	4	4	0.5
	-17	-5.1	7	н	150-175	6-8	-	-

Примечание. * - давление определено по сопутствующим включениям N₂-CH₄-CO₂ (см. текст).

В обр. ВВ-1 в ассоциации с высокотемпературными LC-включениями находятся включения плотных газов с температурой гомогенизации -113... -115°C (в жидкую фазу). Согласно данным [Сокерина, Онищенко, Исаенко, 2016] эти включения содержат примерно равное количество N₂ и CH₄, причем их плотность не сильно отличается от критической (т.е. V = 80-75 см³/моль). Аналогичные включения обнаружены и в обр. С-123 (но здесь T_{ГОМ} составила -110...-112°C). На Вернинском месторождении (обр. В-35) в ассоциации с углекислотно-водными включениями с T_{ГОМ} 250±5 °C находятся включения практически чистой CO₂ с T_{ГОМ} 27.3°C (0.67 г/см³).

Таблица 10. Состав флюидных включений в кварце Ленского золотоносного района

Номер пробы	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	B	As	Sb	Pb	Bi	Ag	Au
	ppm	моль/кг H ₂ O										мг/кг H ₂ O					
Месторождение Сухой Лог																	
С-6/198	1085	0.33	0.01	0.07	0.01	0.25	0.19	0.01	0.04	0.03	0.00	7	1	7	0.0	0.2	0.0
Шт2-40/4	599	0.89	0.05	0.07	0.01	0.37	0.31	0.01	0.06	0.01	0.08	108	2	0	0.6	0.8	1.7
Шт2-538	1296	0.55	0.01	0.05	0.01	0.93	0.16	0.00	0.40	0.02	0.01	10	1	0	0.0	0.4	0.6
Шт2-42-72	883	0.81	0.03	0.06	0.01	0.39	0.29	0.01	0.08	0.01	0.04	88	0	0	0.3	0.5	1.1
С-416/300	1647	1.82	0.02	0.07	0.00	0.32	0.15	0.01	0.08	0.04	0.00	31	0	0	0.6	0.0	0.0
С-17	870	0.84	0.00	0.00	0.00	0.23	0.17	0.01	0.02	0.00	0.01	34	4	1	0.0	0.0	0.0
С-23	765	1.20	0.00	0.00	0.00	0.23	0.19	0.01	0.01	0.00	0.01	16	7	1	0.0	0.0	0.0
Месторождение Вернинское																	
В-11	2681	0.75	0.00	0.07	0.01	0.08	0.12	0.00	0.01	0.01	0.01	6	0	12	0.0	0.1	0.0
В-47	1254	4.55	0.00	0.00	0.00	0.15	0.12	0.01	0.01	0.00	0.01	45	3	0	0.1	0.2	0.0
В-35	695	3.58	0.00	0.00	0.00	0.17	0.08	0.02	0.03	0.00	0.02	64	6	1	0.0	0.0	0.0
В-29	1045	2.92	0.00	0.00	0.00	0.15	0.11	0.01	0.01	0.00	0.01	48	4	6	0.1	0.0	0.0
Месторождение Высочайшее																	
ВС-9	2427	0.17	0.04	0.32	0.05	0.01	0.38	0.01	0.02	0.01	0.01	0	0	16	0.0	0.1	0.0
ВВ-1	1032	0.36	0.20	0.19	0.00	0.29	0.43	0.01	0.02	0.00	0.01	7	2	1	0.1	0.0	0.1
ВЗ-1	922	0.29	0.20	0.06	0.00	0.29	0.32	0.01	0.01	0.00	0.01	1	3	0	0.1	0.0	0.0
Жилы за пределами месторождений																	
ВС-1	1076	0.29	0.50	1.23	0.01	0.00	1.12	0.01	0.01	0.00	0.02	1	0	21	0.0	0.2	0.0
С-123	3234	0.14	0.02	0.19	0.00	0.15	0.32	0.01	0.00	0.00	0.00	0	1	1	0.0	0.0	0.0
Кам-133	3308	0.24	0.06	0.12	0.00	0.10	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	2	1	1	0.0	0.0	0.0
С-59	614	1.05	0.00	0.00	0.00	0.21	0.16	0.01	0.02	0.00	0.01	7	5	5	0.1	0.0	0.0
С-93	1145	1.80	0.03	0.00	0.00	0.24	0.20	0.01	0.01	0.00	0.02	1	2	2	0.1	0.0	0.0
С-92	94	3.14	0.06	0.00	0.00	0.92	0.53	0.11	0.12	0.02	0.14	67	15	30	1.0	0.0	0.0

Изотопный состав кислорода и отношение вода/порода. Как свидетельствуют полученные нами данные [Кряжев, Устинов, Гриненко, 2009], жильный кварц месторождения Сухой Лог незначительно отличается от алюмосиликатной матрицы вмещающих пород по $\delta^{18}\text{O}$ и обнаруживает высокую однородность изотопного состава кислорода (данные по $\delta^{18}\text{O}$ пород, опубликованные в статье [Иконникова и др., 2009], были получены с некоторыми методическими погрешностями и нами не принимаются во внимание). При этом кварц жил, прожилков и оторочек, окружающих выделения пирита, по $\delta^{18}\text{O}$ не различим. Аналогичные результаты показал анализ кварца месторождения Высочайшее.

Если предположить, что значения $\delta^{18}\text{O}$ кварца определялись изотопным составом кислорода водной фазы флюидов и температурой его кристаллизации, следует сделать вывод о неизменности указанных параметров в минералообразующей системе. Вместе с тем, установленному диапазону температур гомогенизации флюидных включений в кварце (360–200°C) должны соответствовать вариации $\delta^{18}\text{O}$ кварца до 6.5‰. Возможно, не все изученные включения первичны по отношению к кварцу. Однако, не менее вероятно отложение кварца в условиях низкого отношения вода/порода. В этом случае стабильность значений $\delta^{18}\text{O}$ может быть связана с однородностью изотопного состава кислорода силикатной части вмещающих пород.

Таблица 11. Изотопный состав кислорода жильного кварца и силикатной части вмещающих метаморфических пород [Кряжев, Устинов, Гриненко, 2009]

№ пробы	Описание	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
<i>Сухоложское рудное поле</i>		
Шт2-530	Известковистый сланец	+16.7
С-6/72	Филлитовидный сланец	+16.6
С-6/130	Карбонатсодержащий алевропесчаник	+17.0
С-6/133	Филлитовидный сланец	+16.3
С-6/133	Кварцевая оторочка вокруг кристалла пирита	+16.1
Шт2-39/5	Кварцевая оторочка вокруг гнезда пирита	+15.8
Шт2-42/123	Золотоносный пирит-кварцевый прожилок	+15.6
Шт2-40/4	Кварцевая жила	+15.8
Шт2-42/72	То же	+15.9
С-6/198	»	+15.7
С-416/300	»	+15.8
Шт2-538	»	+15.6
<i>Хомолхинское рудное поле (Высочайшее)</i>		
ВС-392/1	Филлитовидный сланец	+17.1
ВС-1п	То же	+15.0
ВС-1	Кварцевая жила	+15.0
ВС-9	То же	+14.8
К-23/140	Углеродистый сланец	+16.1
К-23/150	Окварцованный доломитизированный известняк	+16.6
<i>Вернинское рудное поле</i>		
В-11	Золотоносная кварцевая жила зоны Первенец	+16.9

Благородные газы [Кряжев, Прасолов, Розинов и др., 2010]. Для всех проб характерна высокая доля радиогенного аргона ($\text{Ar}_{\text{rad}}/\text{Ar}$) во флюиде как указание на значительную глубину развития процессов минералообразования при слабой проницаемости перекрывающей толщи пород (табл. 12) На это указывает отчетливый рост доли радиогенного аргона по мере повышения РТ-условий формирования кварцевых жил (см.рис. 24).

По изотопному составу гелия изученные объекты отчетливо разделились на три группы. Флюид из включений в кварце Вернинского месторождения резко обогащен радиогенным (коровым) ^4He . Мантийный гелий в наибольшем количестве (около 50%) установлен в образцах, отобранных на удалении от известных золоторудных полей. Месторождения Сухой Лог и Голец Высочайший занимают промежуточное положение.

При интерпретации полученных данных следует принять во внимание тот факт, что уникальные запасы Сухого Лога сосредоточены исключительно в сульфидных прожилково-вкрапленных рудах, сформированных раньше кварцевых жил.

Таблица 13 Результаты изотопно-геохимических исследований флюидных включений в кварце

№ обр.	Параметры включений		Состав газовой фазы				Изотопные характеристики			
	T _{max} °C	P _{обр} кбар	CO ₂	CH ₄	Ar	He	$\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}$ ‰	R / R _A	He _m /He	Ar _{rad} /Ar
			Об. %		10 ⁻³ об. %				%	
C-93	240	0.5	98.35	1.65	0.83	0.05	-28	3.9	45	39.5
B-35	290	0.8	99.91	0.09	2.73	0.12	-12	0.3	4	44.7
B-29	295	0.8	99.94	0.06	2.20	0.04	-12	0.5	5	61.0
C-17	350	0.9	99.56	0.44	5.91	0.09	-25	1.1	13	64.3
C-23	350	0.9	99.61	0.38	6.59	0.08	-22	2.1	25	59.8
C-59	355	1.0	99.63	0.36	11.17	0.11	-26	1.6	19	56.5
BB-1	435	1.2	62.96	36.99	54.14	0.19	-17	1.9	22	84.7
C-123	355	>1	85.37	14.51	122.07	0.21	-	4.9	57	83.5

В Сухоложской кварцево-жильной системе обнаружены только единичные золотоносные жилы, она не имеет самостоятельного промышленного значения и должна рассматриваться *в ранге рудопроявления*. В еще меньшей мере золотоносен кварц месторождения Высочайшее. Жилы Вернинского рудного поля, напротив, являлись объектом промышленной разработки. Следовательно, *продуктивность жильных зон находится в прямой зависимости от количества вовлекаемого в рудообразующую систему радиогенного гелия, другими словами – от степени взаимодействия флюидов с вмещающими породами* (при условии повышенной золотоносности последних).

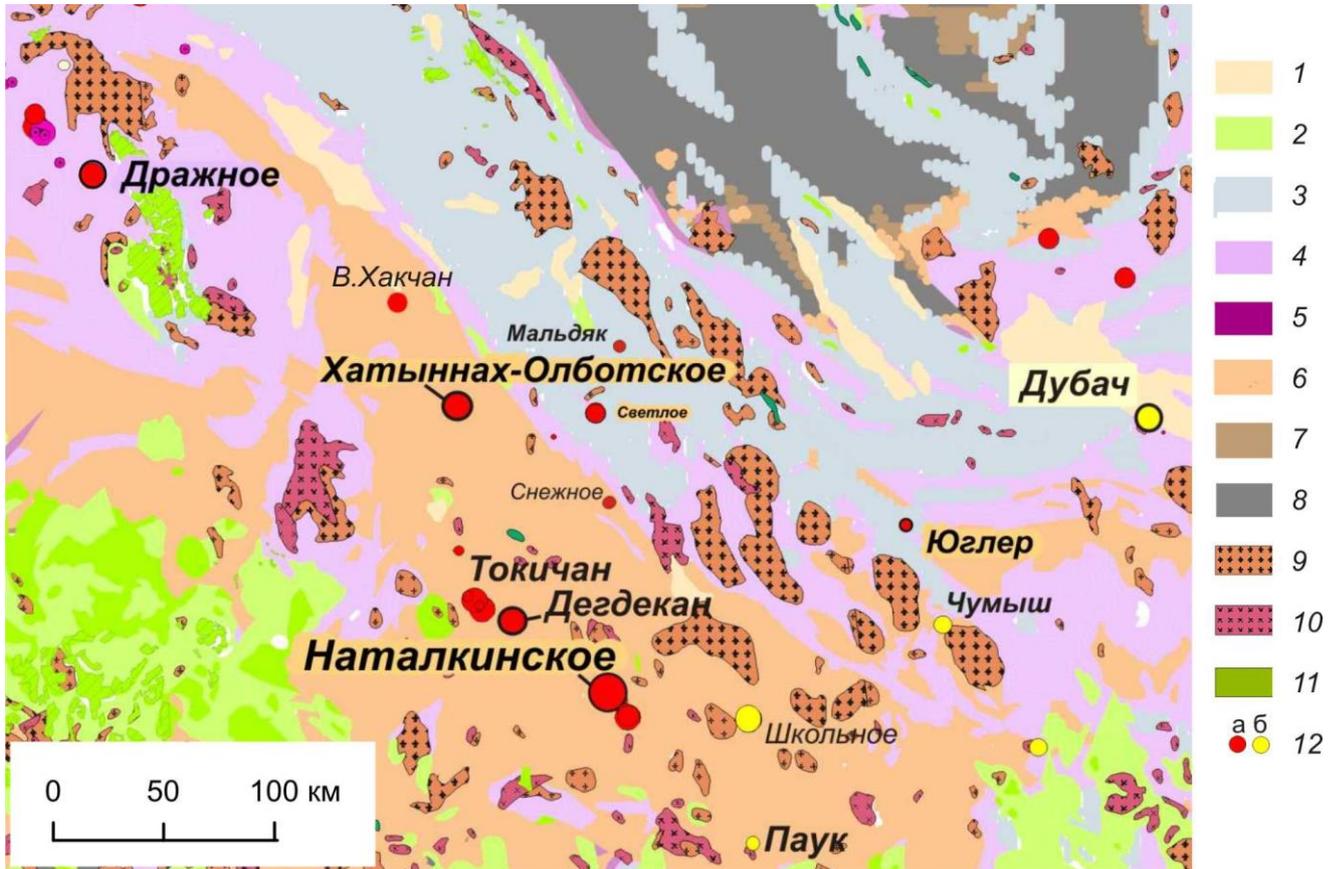
На «бесплодность» мантийной флюидной системы указывает и полное отсутствие в Ленском районе оруденения в связи с дайками лампрофиров. Эти дайки завершают герцинский тектоно-магматический цикл, пересекают золотоносные кварцевые жилы и характеризуются наиболее примитивным изотопным составом свинца ([Неймарк, Рыцк, Гороховский, 1993] Можно отметить, что кварцевые прожилки в гранитах (обр. С-93) по времени формирования близки к лампрофирам. Таким образом, золотоносность кварцевых жил определяется наличием в боковых и подстилающих породах более ранних прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд, а продуктивность жильных зон зависит от структурных условий, обеспечивающих возможность взаимодействия растворов с большим объемом золотосодержащих пород (экранированием оруденения). Зоны повышенной проницаемости, дренирующие подкоровые глубины, в отношении золотоносности мало перспективны. Эта особенность коренным образом отличает месторождения сухоложского типа, например, от золото-серебряных объектов Охотско-Чукотского пояса, где отчетливо устанавливается прямая связь между долей мантийного гелия во флюидных системах и масштабами оруденения [Петров, Михайлов, Шевченко и др., 2006].

В заключение следует отметить, что при отсутствии генетической связи между прожилково-вкрапленными рудами и значительно более поздними кварцевыми жилами высокая концентрация последних наблюдается *исключительно в пределах месторождений*. Единственно приемлемым объяснением этой закономерности может служить контроль разновозрастных процессов общими структурами, а именно – конседиментационными разломами фундамента [Иванов, 2014].

3.2. ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЫМСКИЙ РЕГИОН

Центрально-Колымский регион (ЦКР) является частью Яно-Колымского металлогенического пояса, который прослеживается в северо-западном направлении более чем на 1000 км при ширине свыше 200 км [Михайлов, Стружков, Аристов, 2007]. Он объединяет большое количество металлоносных районов и узлов с неравномерной концентрацией россыпей и рудных месторождений различного типа. Большинство коренных объектов слабо разведано и не эксплуатировалось. Известные золоторудные месторождения и проявления в пределах ЦКР (рис. 25) принадлежат к двум рудным формациям [Михайлов, Прусс, Волков и др., 2001]: золото-кварцевой и золото-полисульфидно-кварцевой (золото-порфировой, золото-редкометалльной по разным авторам). Объекты золото-кварцевой формации существенно преобладают. Объекты золото-полисульфидно-кварцевой формации относятся к нетрадиционному для провинции типу, обладающему значительными перспективами. Долгие годы геолого-поисковые работы в регионе были ориентированы на открытие месторождений с богатыми рудами (сопоставимыми по содержаниям с таковыми в россыпных месторождениях). Однако в результате многолетних поисков такие объекты не были выявлены, а огромное количество изученных кварцево-жильных тел, несущих богатую золотую минерализацию, не удалось объединить в компактные рудные поля с приемлемыми параметрами эффективного освоения. Технология поисковых работ (система избирательного изучения и опробования кварцевых жил, используемые методы поисков) не способствовала обнаружению месторождений иных геолого-промышленных типов [Михайлов, Прусс, Волков и др., 2001].

Объекты золото-кварцевой формации по структурно-морфологическим признакам разделяются на линейные штокверки в терригенных породах (наталкинский тип) и жилы (жильный тип). Характерная особенность объектов жильного типа — повышенные содержания Au при сравнительно небольших запасах (до первых десятков тонн). Эталонными жильными месторождениями являются Юглер, Бадран, Токичан и ряд других.



Условные обозначения. 1-8 Стратифицированные образования: 1 - Палеогеновая - неогеновая - четвертичная системы. Нерасчлененные преимущественно терригенные отложения; 2 - Меловая система, аптский -сантонский ярусы. Нерасчлененные вулканогенные и терригенные отложения; 3 - Юрская система. Средний-верхний отделы. Меловая система. Нижний отдел. Нерасчлененные угленосные терригенно-вулканогенные и вулканогенные (андезито-базальты) формации; 4 - Триасовая система, карнийский-норийский ярусы. Юрская система, геттангский - синеморский ярусы. Нерасчлененные терригенные песчано-глинистые отложения. Регрессионный ритм. 5 - Триасовая система, нерасчлененные терригенно-вулканогенные отложения сокращенной мощности без фауны. 6 - Пермская система, верхний отдел-триасовая система, средний отдел. Нерасчлененные отложения регрессионного цикла (от токозернистых к грубозернистым). 7 - Каменноугольная система, серпуховский ярус - пермская система, казанский ярус. Карбонатно-терригенные и алевро-глинистые турбидитные отложения. Трансгрессивный ритм. 8 -Досерпуховские метаморфические, карбонатные и терригенно-карбонатные отложения окраины Сибирской платформы, а также Охотского и Колымо-Омолонского микроконтинентов. 9-10 Интрузии: 9 -Граниты, гранит-порфиры, плагиограниты 10 - Гранодиориты, гранодиорит-порфиры, 11 - Субвулканические образования преимущественно кислого состава. 12 – Золоторудные месторождения: а –золото-кварцевые, б – золото-полисульфидно-кварцевые.

Рис. 25. Схема размещения изученных золоторудных объектов на площади Центрально-Колымского региона (по В.В.Аристову, 2010)

На месторождении Юглер существенно кварцевые жилы с карбонатами, сульфидами и самородным золотом мощностью 1-2 м, протяженностью 100-200 м (до 500-600 м) приурочены к северо-западным рудовмещающим разломам. Содержания Au в жилах составляют от 1 до нескольких сотен грамм на 1 т в пределах рудных гнезд.

Эталонным, наиболее изученным объектом—представителем класса штокверковых (крупнообъемных) золото-кварцевых месторождений является месторождение Наталкинское [Гончаров, Ворошин, Сидоров, 2002; Стружков и др., 2006; Григоров, Ворожбенко, Кушнарв, 2007; Горячев, Викентьева, Бортников и др., 2008]. Наталкинское месторождение служит примером, иллюстрирующим перспективы выявления в ЦКР крупнообъемных золоторудных месторождений, в том числе – путем переоценки ранее известных жильных объектов [Михайлов, Прусс, Волков и др., 2001].

Объекты золото-полисульфидно-кварцевой формации. Рудная формация, к которой относятся рассматриваемые в данном разделе месторождения, называется исследователями по-разному. В классификации золоторудных месторождений М.М.Константинова она соответствует золото-полисульфидно-кварцевой формации, часто она именуется золото-порфировой, в региональной классификации геологов Северо-Востока России — золото-редкометальной [Гамянин, Горячев, Бахарев, 2003], а в распространенной за рубежом классификации — типу золоторудных месторождений, связанному с интрузиями. В то же время все авторы одинаково отмечают основные рудноформационные признаки данных объектов: пространственная и парагенетическая связь с интрузивными породами и присутствие в рудах специфических ассоциаций минералов, в первую очередь – минералов висмута и теллура. Перспективы выявления месторождений золото-порфировой формации на Северо-Востоке России подтверждаются обнаружением объектов в апикальных частях гранитоидных штоков (месторождение Халали), в проксимальной (месторождение Дубач, перспективные участки Тэутэджак, Паук и другие объекты [Михайлов, Прусс, Волков и др., 2001].

Определение термобарогеохимических критериев идентификации типа золотой минерализации позволит проводить выбор первоочередных объектов и подбор адекватных прогнозно-поисковых моделей на ранних этапах геологоразведочных работ.

Для решения поставленной задачи нами вместе с С.Ф.Стружковым и другими соавторами [Стружков и др., 2008] изучены флюидные включения в золотоносном кварце эталонных месторождений трех основных рудно-формационных и геолого-промышленных типов. Обобщенные результаты исследований представлены в таблицах 14–18. Образцы, содержащие только мелкие флюидные включения (< 5 мкм) были изучены валовым методом.

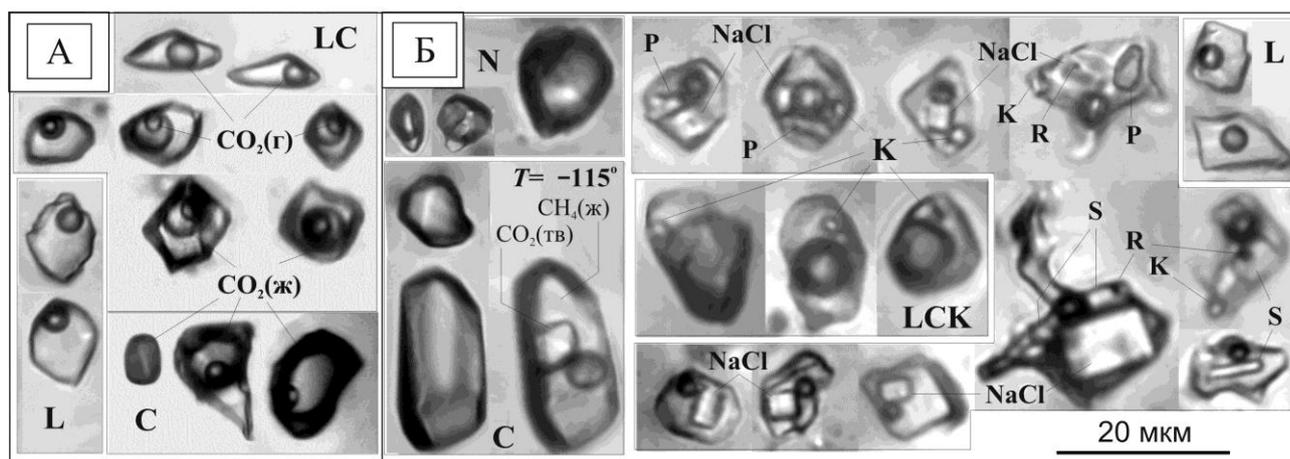
Таблица 14 Валовый состав флюидных включений в кварце месторождений ЦКР

Номер пробы	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	B	As	Sb	Pb	Bi	Ag	Au
	ppm	моль/кг H ₂ O										мг/кг H ₂ O					
Месторождение Наталка, рудное тело*																	
НАТ-4	1360	2.27	0.12	0.00	0.00	0.18	0.16	0.01	0.00	0.00	0.07	72	56	1	0.0	1.1	0.2
НАТ-3	1357	2.66	0.11	0.00	0.00	0.19	0.17	0.01	0.00	0.00	0.07	67	30	2	0.0	0.9	0.1
Кварцевые жилы на удалении от месторождения Наталка*																	
НАТ-Ф2	759	0.20	0.02	0.00	0.00	0.10	0.04	0.01	0.02	0.01	0.10	134	15	3	0.2	0.3	0.0
НАТ-Ф1	1046	0.17	0.02	0.00	0.00	0.12	0.07	0.01	0.01	0.01	0.08	39	12	0	0.2	0.1	0.0
Месторождение Дегдекан [Стружков и др., 2008].																	
R6/2	80	6.11	0.28	0.00	0.00	2.53	2.12	0.29	0.00	0.05	0.20	914	14	1545	6.8	20.0	2.4
R2/9	174	5.53	0.10	0.00	0.00	0.95	0.85	0.06	0.00	0.02	0.06	333	0	0	0.4	0.2	0.8
R7/2	141	13.11	0.19	0.00	0.00	1.49	1.08	0.08	0.05	0.11	0.07	1649	17	2	1.1	0.3	1.6
R5/1	1857	1.17	0.02	0.00	0.00	0.31	0.30	0.01	0.00	0.00	0.01	60	0	0	0.0	0.0	0.0
Дг-31	998	5.03	0.05	0.00	0.00	0.35	0.34	0.01	0.00	0.00	0.01	876	0	0	0.1	0.0	0.0
Месторождение Дразное [Аристов и др., 2015]																	
В-551	390	2.18	0.10	0.01	0.11	0.73	0.55	0.10	0.12	0.04	0.03	1145	>500	28	8.4	1.7	0.3
С505/124.8	1128	1.04	0.05	0.00	0.00	0.27	0.27	0.00	0.00	0.00	0.04	37	94	0	0.0	0.0	0.2
С505/209.8	216	0.73	0.14	0.00	0.00	0.78	0.26	0.03	0.13	0.12	0.20	86	141	0	0.0	0.0	0.0
А-1805	1207	0.82	0.03	0.00	0.00	0.18	0.17	0.01	0.00	0.00	0.12	18	26	0	0.0	0.0	0.0
Месторождение Дубач [Рыжов и др., 2007]																	
P23-1	1008	1.06	3.23	0.31	0.00	0.30	0.54	0.05	0.00	0.01	0.01	931	14	11	40.2	0.0	0.0
P-27	1482	1.08	1.27	0.29	0.00	0.30	0.51	0.02	0.03	0.00	0.00	804	5	3	9.5	0.0	0.0
P-6-10	2272	0.33	3.55	0.27	0.00	0.27	0.51	0.02	0.00	0.00	0.00	754	1	2	1.2	0.0	0.0
P4-7	1295	1.59	4.70	0.24	0.00	0.22	0.43	0.00	0.01	0.00	0.00	601	1	6	6.4	0.0	0.0
Кварцевая жила с крупным самородным золотом**																	
Мальдяк	271	0.29	0.03	0.02	0.00	0.34	0.20	0.05	0.03	0.03	0.17	5970	45	5	0.1	0.0	0.2
Месторождение Сентачан. Антимонит-кварцевая жила (музей ЦНИГРИ)																	
С-338	231	10.80	0.26	0.22	0.09	0.38	0.40	0.09	0.01	0.14	0.21	197	2886	13	0.1	23.9	0.0

Примечания. * – образцы Е.Никитенко, ** – образец С.В.Яблоковой

Исследования показали, что сравниваемые золоторудные объекты отличаются практически по всему комплексу термобарогеохимических параметров. Основным критерием идентификации рудно-формационного типа месторождений является состав рудообразующих флюидов, который отражает генетическую связь оруденения с ассоциирующими геологическими формациями (рис. 26). Золото-полисульфидно-кварцевые объекты сформированы при участии восстановленных магматогенных хлоридных рассолов. Метаморфогенно-гидротермальное оруденение золото-кварцевого типа связано с разбавленными углекислотно-гидрокарбонатными растворами.

Золото-кварцевые месторождения по термобарогеохимическим параметрам в свою очередь могут быть дифференцированы на штокверковые и жильные.



А – золото-кварцевые месторождения. LC – водный раствор + жидкая и/или газообразная CO_2 с примесью CH_4 ; L – водно-солевой раствор; C – жидкая и/или газообразная CO_2 ($\pm \text{CH}_4, \text{H}_2\text{O}$);

Б – золото-полисульфидно-кварцевые месторождения. Включения рассолов-расплавов с кристаллом NaCl и твердыми дочерними фазами: K – минерал с сильным двупреломлением (карбонат, борат ?); P – пластинчатый гексагональный минерал, R – точечная рудная фаза, S – другие нерастворимые минералы-узники. Газово-жидкие включения: LC (LCK) – водный раствор+газообразный CH_4 с примесью CO_2 , а также с дочерней фазой минерала «K»; L – хлоридный рассол. C – включения, содержащие газообразный и/или жидкий (при $T < -82^\circ\text{C}$) CH_4 с примесью CO_2 (возможно, и N_2); N – газообразные включения неопределенного состава (гомогенные до -195°C).

Рис. 26 - Типы флюидных включений в кварце золоторудных месторождений ЦКР

Таблица 15. Характеристики включений хлоридных рассолов-расплавов

Месторождения	Дочерние фазы (см. рис. 26)	Температуры фазовых переходов, °C			Расчетные параметры	
		$T_{\text{ЭВТ}}$	$T_{\text{Г Ж-Г}}$	$T_{\text{пл NaCl}}$	%-экв. NaCl	P кбар
Паук	NaCl+K+R+S	-55	140–280	470–560	55.8 – 68.2	-
	NaCl+K+S	-55	270–290	280–390	36.7 – 46.4	>0.9
	NaCl	-55	160–170	220–290	32.9 – 37.4	>1.0
Тэугеджак	NaCl+K+R+P	-55	265–275	355–360	42.9 – 43.3	>0.9
	NaCl	-38	140–145	250–255	34.7 – 35.0	>0.9
Чумыш	NaCl+K	-55	215–250	190–200	31.4 – 31.9	-

Таблица 16. Характеристики газовых включений (тип «С»)

Месторождения		Фазовые переходы, °C		Модельные параметры			
		$T_{\text{пл CO}_2}$	$T_{\text{Г}}$ (Фаза)	v , $\text{см}^3/\text{моль}$	X_{CH_4}	$T_{\text{обр}}$, °C	P , кбар
Золото-кварцевые	Наталка	-57.8	+24.0 (Ж)	70	0.05	300–330	0.8–0.9
		-58.2	+19.0 (Ж)	60	0.06	280–290	1.0
	Дегдекан	-58.5	+16.8 (Ж)	60	0.07	220–280	0.8–1.0
		-56.7	+15.5 (Ж)	60	0.00	295–305	1.2
	В.Хакчан	-57.0	+30.0(Г)	125	0.01	230–250	0.3
		-57.5	+11.5(Ж)	58	0.03	230–240	1.0
Токичан	-59.0	+20.0 (Ж)	70–80	0.10	200–225	0.4–0.5	
	Юглер	-59.5	+17.7 (Ж)	75–80	0.12	250–315	0.6–0.7
-61.0		+10.4 (Г)	80–90	0.22	350–380	0.5–0.7	
Золото-полисульфидно-кварцевые	Дубач	-80	-110 (Ж)	45	0.85	230–270	2.5
	Чумыш	-77	-94.5 (Ж)	50	0.85	300–350	2.2–2.4
		-67.5	-36.5 (Ж)	<60	>0.60	265–315	>1.2
	Паук	Нет	-88 (Г)	200	1.00	250–300	>0.9
	Тэугеджак	Нет	-120 (Г)	850	1.00	380–430	>0.1
		-96	-96 (Г)	>250	0.95	350–550	>0.2

Таблица 17. Характеристики газовой-жидких включений (типы LC и L)

Месторождения		Тип ГЖВ	Температуры фазовых переходов, °С					Расчетные:		
			$T_{эвт}$	$T_{пл. льда}$	$T_{пл ГГ}$	$T_{пл CO_2}$	$T_{г CO_2}$ (Фаза)	$T_{г}$ (Ж-Г)	%-эquiv. NaCl	мол.% CO ₂ +CH ₄
Золото-кварцевые	Наталка	LC	Н	-3.5	7.5	-57.8	26 (Ж)	300-330	5.3	10-11
		LC	Н	н	6.5	-57.9	23 (Ж)	270-290	6.6	5-7
		LC	-8	-4.0	8	-56.7	20 (Г)	230-250	5.2	2
		L	-7	-4.8	н	н	н	215-225	7.9	-
		L	-6	-3.2	н	н	н	165-190	5.0	-
	В.Хакчан	LC	н	н	7	-56.8	20 (Г)	330-350	5.8	5
		LC	н	н	7.5	-56.7	16.2 (Ж)	295-305	4.9	12-14
		LC	-12	н	7	-56.9	21.0 (Г)	245-265	5.8	3-4
		L	-15	-4.3	н	н	н	240-250	6.9	-
		L	-10	-3.8	н	н	н	190-200	6.2	-
	Дегдекан	LC	-7.5	н	8.5	-58.5	17.5 (Ж)	270-280	3.0	15-17
		LC	-7.5	н	8.5	-58.0	24.5 (Ж)	220-230	3.0	5-6
	Дражное	LC	-18	н	8.0	-57.5	20.5 (Ж)	230-240	4.0	6.5-7
	Токичан	LC	н	-3.3	7.2	н	н	200-225	5.4	3.5-4
		L	н	-4.8	н	н	н	165-175	7.6	-
		L	-12.5	-4.8	н	н	н	210-220	7.6	-
	Юглер	LC	н	н	н	-63.7	-10 (Г)	380-390	-	10-13
		LC	н	н	7	-61.5	8 (Ж)	350-380	5.8	6-8
		LC	н	н	8	н	н	250-315	4.5	2-4
		L	-6	-2.2	н	н	н	340-365	3.7	-
L		-10	-7.4	н	н	н	310-320	11.0	-	
L		-12	-5.5	н	н	н	235-245	8.5	-	
L		-6	-3	н	н	н	190-225	5.0	-	
Золото-полисульфидно-кварцевые	Чумыш	LC	н	н	11.7	н	н	365-380	-	-
		LC	-27	-12.5	2.8	н	н	330-340	14.3	-
		LC	-26	н	5.5	н	н	290-315	8.3	-
		L	-29	-10.5	н	н	н	290-315	14.5	-
		L	-27	-11.5	н	н	н	240-280	15.5	-
		L	-29	-18.7	н	н	н	190-230	21.3	-
	Дубач	LC	н	н	11.5	н	н	280-300	-	-
		L	-45	-24.5	н	н	н	215-220	>23	-
	Тэутеджак	LCK	н	н	4	н	н	530-545	10.5	-
		LCK	-27	н	-3.3	н	н	335-345	18.9	-
		LC	-33	н	-4.8	н	н	255-265	20.3	-
		L	-40	-25	н	н	н	190-210	>23	-
	Паук	LNK	-29	-10.4	н	н	н	430-440	13.9	-
		LNK	-29	-11.0	н	н	н	360-390	15.0	-
		LC	н	-8.2	+1	н	н	280-290	13.1	-
L		-55	-29.0	н	н	н	160-170	>23	-	

Таблица 18 Сравнительная термобарогеохимическая характеристика золоторудных объектов Центральной Колымы [Стружков и др., 2008]

Параметры включений (T °С фазовых переходов и другие индикаторные показатели)	Типы золоторудных месторождений ЦКР		
	Золото- полисульфидно- кварцевый	Золото - кварцевый	
		Штокверковый	Жильный
<i>Индикаторные фазы</i>	Минералы- узники	Жидкая CO_2	
<i>Хлор-ион в водных вытяжках</i>	Есть	Нет	
<i>Углекислотно-водные включения</i>			
T эвтектики	-26...-29	-8...-12	
T плавления газогидрата	< 6, >11	6.0...8.5	
T плавления CO_2	Включений с жидкой CO_2 нет	-56.6...-58.5	-61.5...-63.7
T гомогенизации газовой фазы		> 16	< 8
T полной гомогенизации		220-330	350-390
<i>Водно-солевые включения</i>			
T эвтектики	-27...-55	-5...-15	
T плавления льда	-10... -29	-3.3...-5.0	-2.2...-7.4
Общий диапазон T гомогенизации	165-315	165-250	165-365
<i>Газообразные включения</i>			
T плавления CO_2	-67... -96	-56.7... -58.5	-59.0...-61.0
T гомогенизации (фаза)	< -36 (Ж, Г)	15...25 (Ж)	10...20 (Ж, Г)
Содержание CH_4 (мольн. %)	60-100	0-7	10-22
$V(CO_2+CH_4)$, cm^3 / моль	< 60... >200	50-70	70-90
CO_2/CH_4 (хроматография)	0.1 - 1	20 - 100	0.1 - 20

Кварцево-жильные объекты отличаются значительно более высокой температурой этого процесса, что указывает на относительно низкое давление в рудообразующей системе. С данным выводом согласуются оценки давления, сделанные по плотности газовых включений.

Подобная связь морфологии рудных тел с глубиной минералообразования может быть обусловлена особенностями развития рудовмещающих структур: формированием объемной прожилково-вкрапленной минерализации в связи с мелкой трещиноватостью в условиях высокого давления и отдельных крупных рудовмещающих трещин – на более высоких уровнях разреза.

Другим признаком отличия жильных месторождений служит широкий диапазон концентраций и температур гомогенизации водно-солевых включений, который отражает неравномерность распределения газов и солей в рудообразующей системе. Такая пространственная дифференциация состава флюидных потоков, очевидно, проявилась и в распределении золота в объеме месторождений.

Оруденение золото-сульфидной формации было впервые изучено и описано нами в Хатыннах-Олботском рудном узле в 2014 году [Кряжев и др., 2014]. Это новый для региона тип золотоносных объектов, обладающих значительными перспективами.

Выделятся два яруса оруденения. В нижней части разреза атканской свиты золотоносные образования представлены темно-серыми массивными однородными мелко-тонкозернистыми породами без макроскопически наблюдаемой слоистости (при документации керна названы алевrolитами). Содержат рассеянную вкрапленность и линзовидные конкреционные стяжения пирита (рис. 27). Исследования показали, что весь интервал мощностью около 70 м. сложен измененными (альбитизированными и карбонатизированными) туфами. Состав пород: альбит ($An_{0.5}$) 75–80%, Mg-Fe карбонаты (преобладает Mg-сидерит, $d_{1014} = 2.78 \text{ \AA}$) 10–20%, органическое вещество ($\delta^{13}C_{\text{орг}} = -21 \dots -23\text{‰}$) 0.8–1.6%. Кварц в составе этих метапород не наблюдается в шлифах и не фиксируется на дифрактограммах. Золотоносность пород связана с сульфидами: в пирите конкреции (см. рис. 27) установлено содержание Au 102 г/т (ICP MS, навеска 100 мг). Видимое (>1мкм) самородное золото в аншлифе отсутствует. По изотопным данным сера сульфидов во всем изученном разрезе изотопно-гомогенная ($\delta^{34}S = -4 \pm 1\text{‰}$), т.е. имеет гидротермально-эксталяционную природу. По особенностям локализации и изотопно-геохимическим признакам оруденение можно сопоставить с таким месторождением-гигантом, как Пуэбло-Вьехо [Kettler, Rye, Kesler et al. 1992].

С целью выяснения вопроса об источниках рудного вещества нами были определены изотопные отношения свинца (TIMS, ЦИИ ВСЕГЕИ, аналитик Р.Ш.Крымский) в золото-сульфидных концентратах, полученных при обогащении руд месторождений Хатыннах ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.375$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.593$) и Наталка ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.374$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.544$). Результаты анализов однозначно свидетельствуют о существенном различии среднего изотопного состава рудного свинца названных месторождений и о поступлении этого элемента в руды из разных источников. Модельный свинцовый возраст золотоносной минерализации, рассчитанный в соответствии с эволюционной моделью Стейси-Крамерса [Stacey, Kramers, 1975], для месторождения Хатыннах составляет 170 млн. лет ($\mu=9.66$) и указывает на вероятное завершение рудообразования в период среднеюрской коллизии и метаморфизма. Свинец в рудах Наталки имеет значительно более молодой модельный возраст (70 млн.лет при $\mu=9.45$), позволяющий предполагать определенное влияние ОЧВП при формировании этого месторождения.

На отдельных интервалах разреза фиксируется появление прожилков кварца (5% объема), арсенопирита ($\delta^{34}\text{S} = -4\%$) и самородного золота (50% от всей массы металла), очевидно, за счет перераспределения и концентрирования рудного вещества из вмещающих золотоносных пород. Температура процесса (по включениям) – 300-260°C, давление 1450±50 бар.

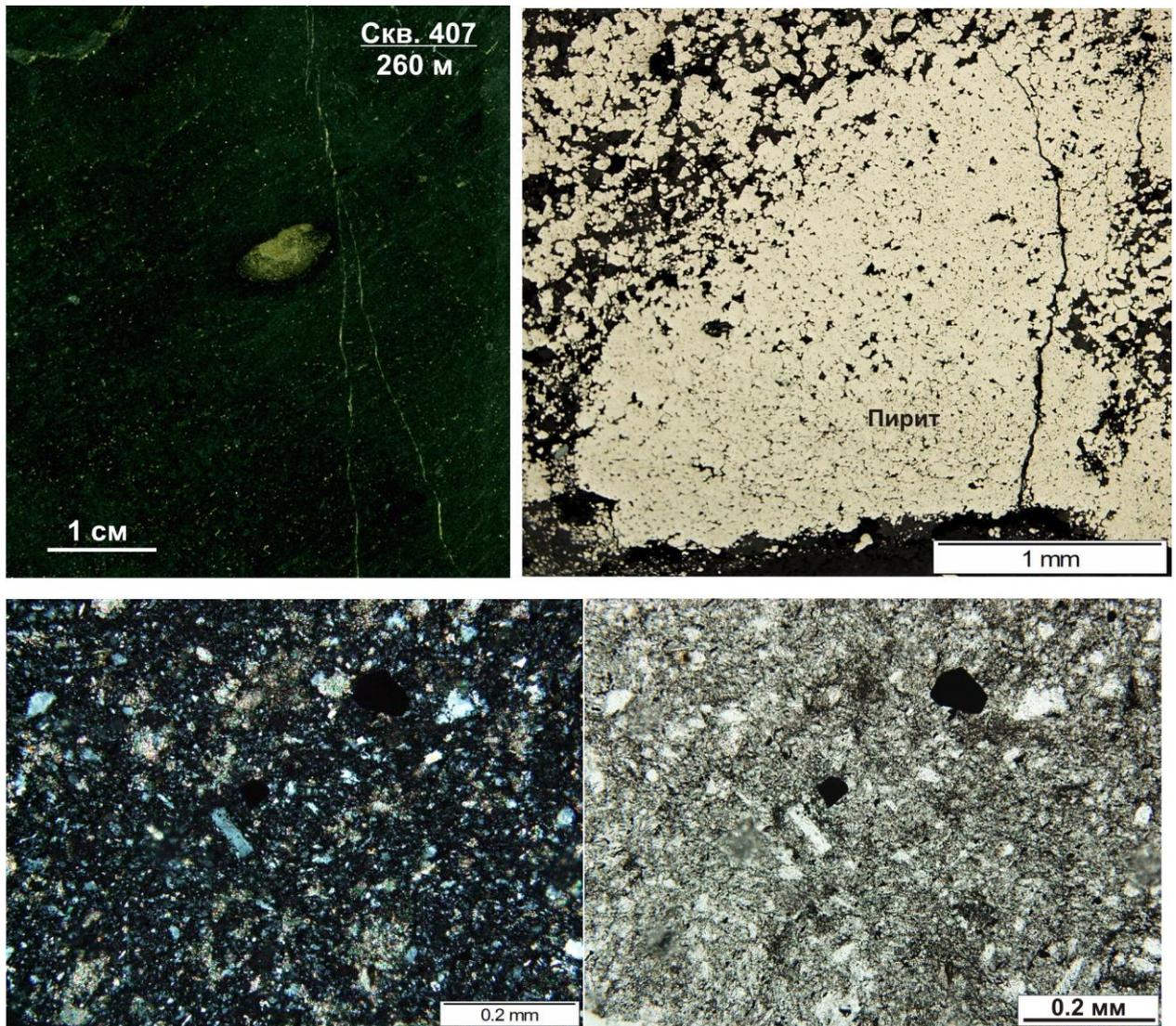


Рис. 27. Конкреционное стяжение золотоносного пирита (Au 102 г/т) в углеродистой карбонат-альбитовой породе из нижней части разреза атканской свиты (обр. С-407/260 м, фото аншлифа и шлифа).

В верхней части разреза атканской свиты породы представлены углеродистыми ($C_{\text{орг}}$ 1–2%, $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = -22.5\text{...}-24.6\%$) карбонатсодержащими (анкерит-доломит до 20–30%) алевролитами слюдисто-полевошпат-кварцевого состава с характерными для свиты маломощными горизонтами диамиктитов (т.н. «рябчиков»). В составе обломков наряду с измененными вулканитами присутствуют обломки карбонат-альбитовой породы с обильной пиритовой минерализацией (рис. 28).

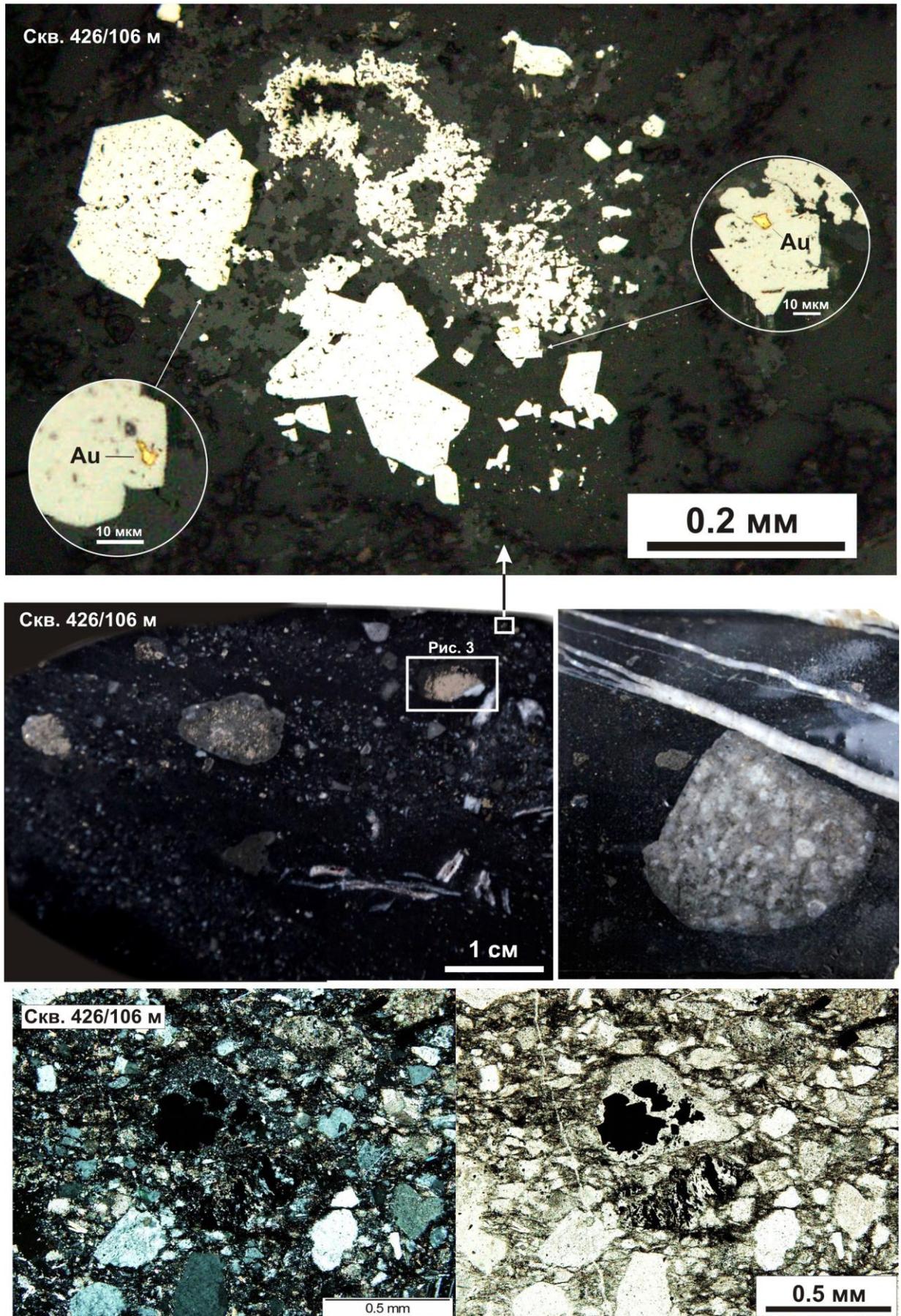
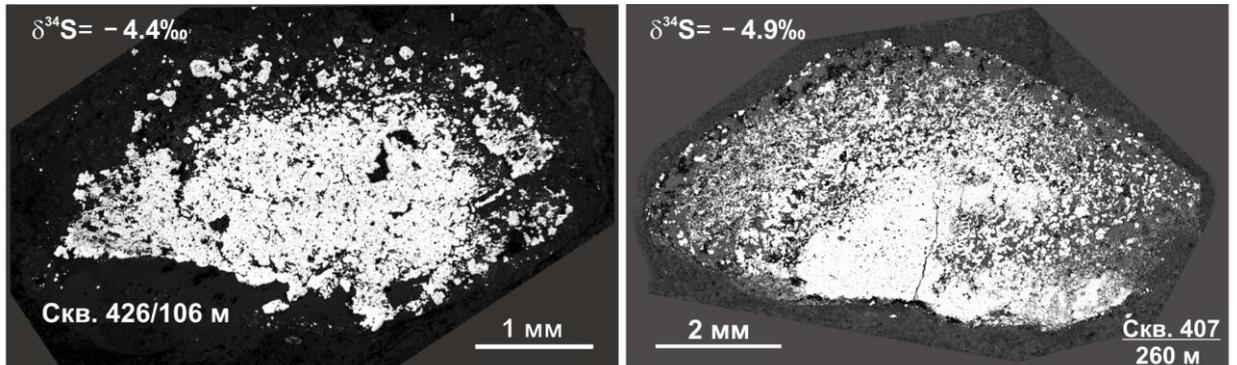


Рис. 28. «Рудокласты» в обломочных породах верхней части разреза (фото аншлифа и шлифа). Новообразованный пирит содержит включения самородного золота (Au).

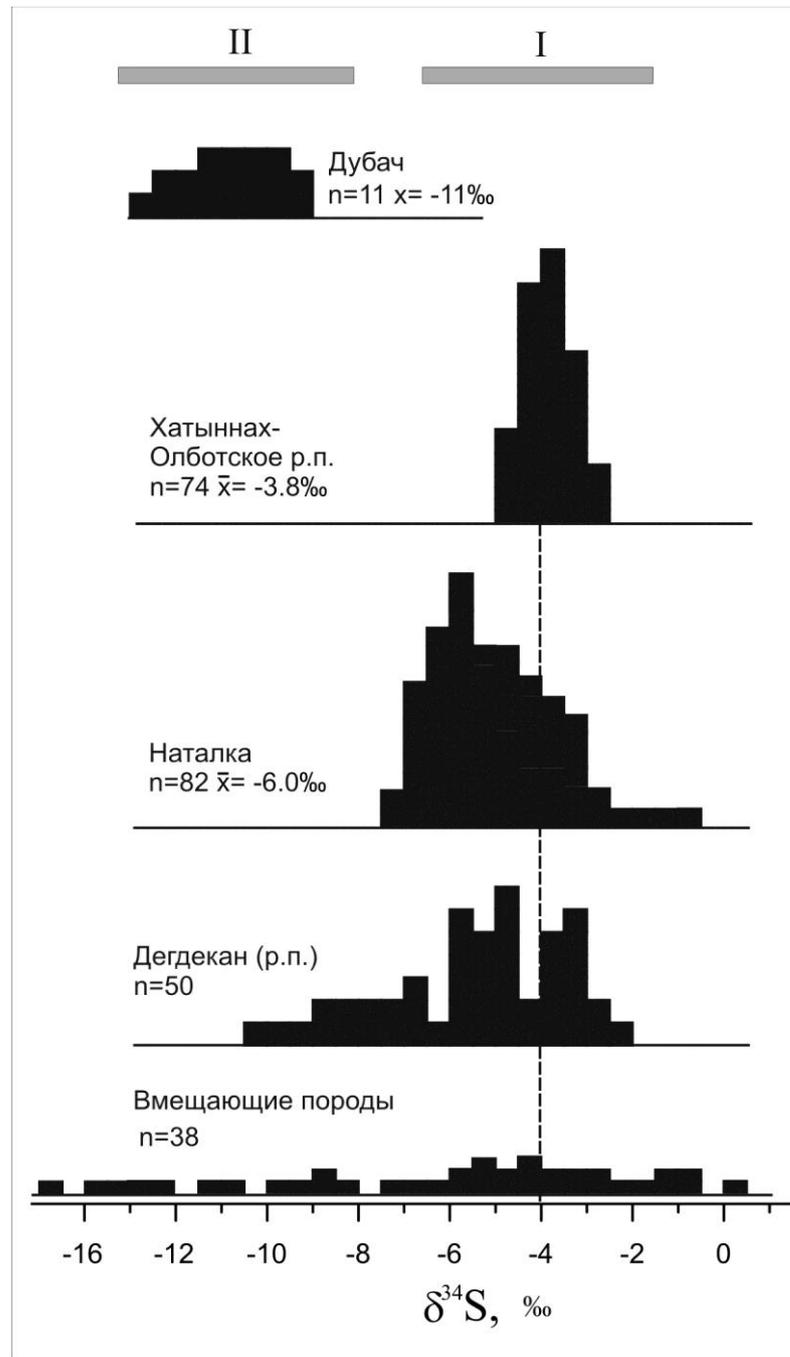


Изотопные данные свидетельствуют о том, что пирит конкреции из нижней части разреза (справа) и пирит обломка в диамикритах перекрывающей толщи (слева) принадлежат к продуктам одной гидротермальной системы.

Рис. 29.

Многими авторами отмечалась приуроченность промышленно-значимых золоторудных объектов ЦКР к единому позднепермскому литолого-стратиграфическому уровню. Этот факт позволял *предполагать*, что в пермских толщах Центральной Колымы присутствует также оруденение «сухоложского» типа, представленное в различной степени регенерированными залежами гидротермально-осадочных золотоносных сульфидов [Буряк, Михайлов, Цымбалюк, 2002]. Полученные нами новые данные подтверждают правильность подобных предположений. Выявлены свидетельства того, что *по крайней мере частично* рудные концентрации золота в Хатыннах-Олботском рудном узле могут быть связаны с осадочно-диагенетическими вулканогенно-гидротермальными процессами.

Бесспорно, вовлечение золотоносных осадочно-диагенетических сульфидов в рудно-метасоматические процессы, сопряженные с коллизионными гранитоидами, сопровождается переотложением и дополнительным концентрированием рудного вещества, что в конечном счете может приводить к формированию крупнообъемных золоторудных объектов с комбинированным полигенным оруденением. На такую вероятность для Наталкинского месторождения указывают существующие изотопные данные (рис. 29).



Изотопный состав серы сульфидов Хатыннах-Олботского рудного поля (неопубликованные данные С.Г.Кряжева и Ч.Х.Ариффулова в сравнении с пиритом из фоновых вмещающих пород (по [Тюкова, Ворошин, 2001; Степанов, 2001]), месторождениям Дегдекан (по [Остапенко, Рыжов, Кряжев и др., 2005]), Наталкинское ([Константинов, 2009; Гончаров, Ворошин, Сидоров, 2002]) и Дубач (по [Рыжов, Стружков, Кряжев и др., 2007])). Серыми прямоугольниками указаны диапазоны вариаций золото-кварцевых (I) и золото-редкометалльных (II) месторождений ЦКР (по [Гамянин, Горячев, Бахарев, 2003]).

Рис. 30.

3.3. ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Золотоносный пояс Енисейского кряжа протягивается на расстояние около 300 км вдоль структур Центрального антиклинория, который ограничен системами продольных глубинных Татарского и Ишимбинского разломов [Геология и металлогения..., 1985; Галямов, 2010]. Золоторудные месторождения пространственно ассоциируют с орогенными гранитоидами Татарско-Аяхтинского комплекса, размещаясь в 5-10-километровой экзоконтактовой зоне интрузий (рис. 31). Непосредственных связей с конкретными магматическими телами не устанавливается, однако большое число определений возраста околорудных метасоматитов и магматических пород свидетельствует о тесной временной сопряженности процессов рудообразования и магматизма (рис. 32).

Рудовмещающими являются породы сухопитской серии среднего рифея, метаморфизованные в основном в зеленосланцевой фации. Все известные промышленные месторождения локализованы в основном в двух свитах: метапесчаниковой (слюдисто-кварцевые, слюдисто-карбонат-кварцевые и углеродисто-слюдисто-кварцевые сланцы) кординской и аспидной (углеродисто-алеврито-глинистые сланцы) удерейской.

Необходимо отметить существующие данные о повышенной фоновой золотоносности пород сухопитской серии. По данным В.Г.Петрова [Петров, 1974] многие геохимические аномалии (до 0.7-1.7 г/т) имеют сингенетично-эпигенетическую природу и не связаны с известными рудообразующими системами. Исследователь отмечает, что на всем протяжении рудного пояса кварцевые жилы содержат промышленную золото-сульфидную минерализацию только при пересечении ими первично-золотоносных слоев.

Большинство известных в Енисейской провинции месторождений (Советское, Эльдорадо, Титимухта и др.) принадлежат к малосульфидному золото-кварцевому типу. Они характеризуются низкими средними содержаниями золота, очень сложной морфологией рудных тел и относительно небольшими запасами. Основные перспективы связываются с выявлением объектов золото-(мышьяковисто)-сульфидного типа, к числу которых относится уникальное Олимпиадинское месторождение [Генкин, Лопатин, Савельев и др 1994; Новожилов, Гаврилов, 1999].

Золоторудные месторождения Енисейской провинции достаточно хорошо изучены и освещены в большом числе публикаций, использованных автором для составления представлений об основных чертах геологического строения объектов и последовательности рудообразования. Основными объектами исследования служили эталонные для Енисейского кряжа месторождения Олимпиадинское и Советское. В сравнительном плане кратко охарактеризовано месторождение Удерейское и ряд других.

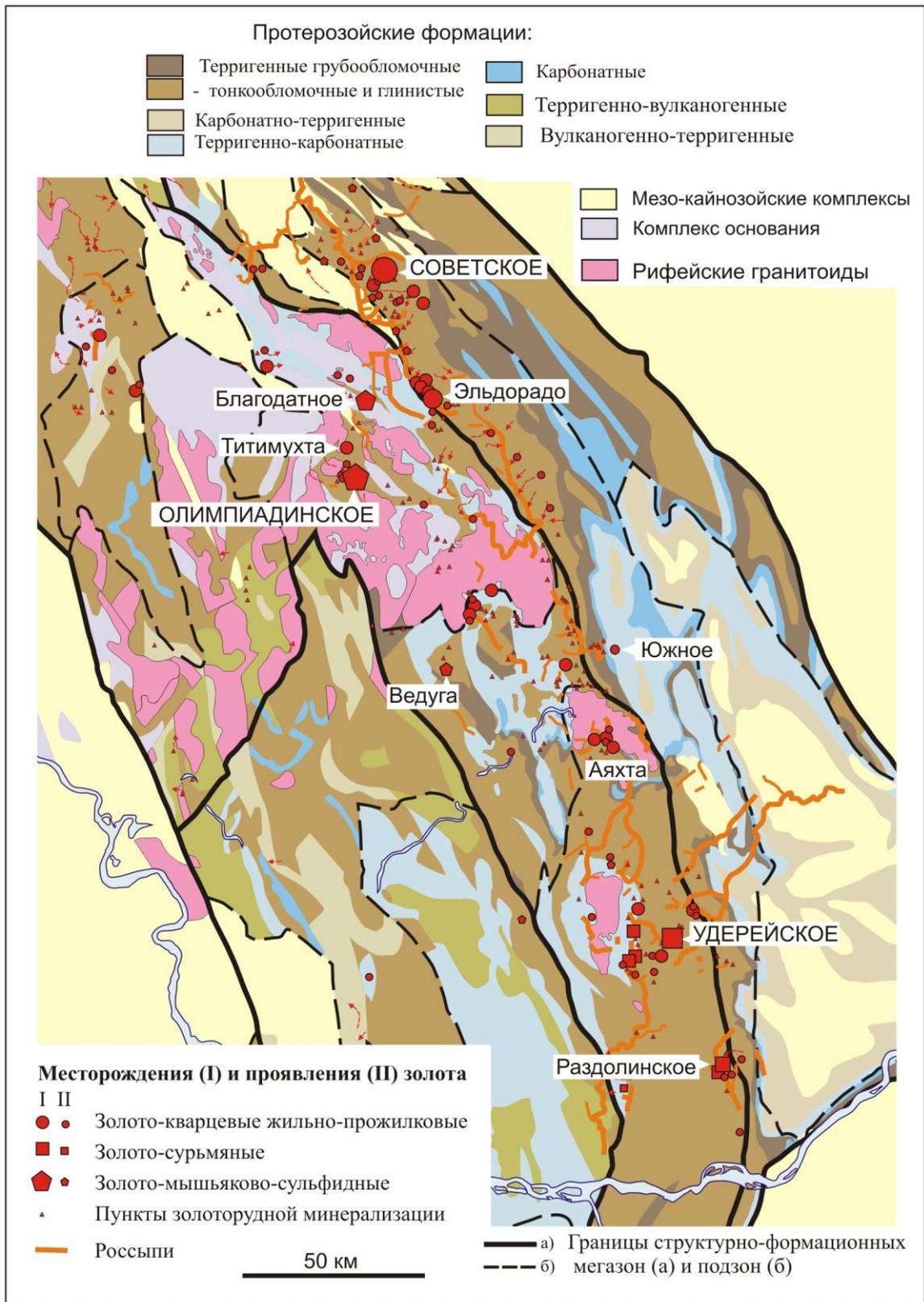


Рис. 31 - Схема размещения золоторудных месторождений
Енисейской золотоносной провинции (составил А.Л. Галямов)

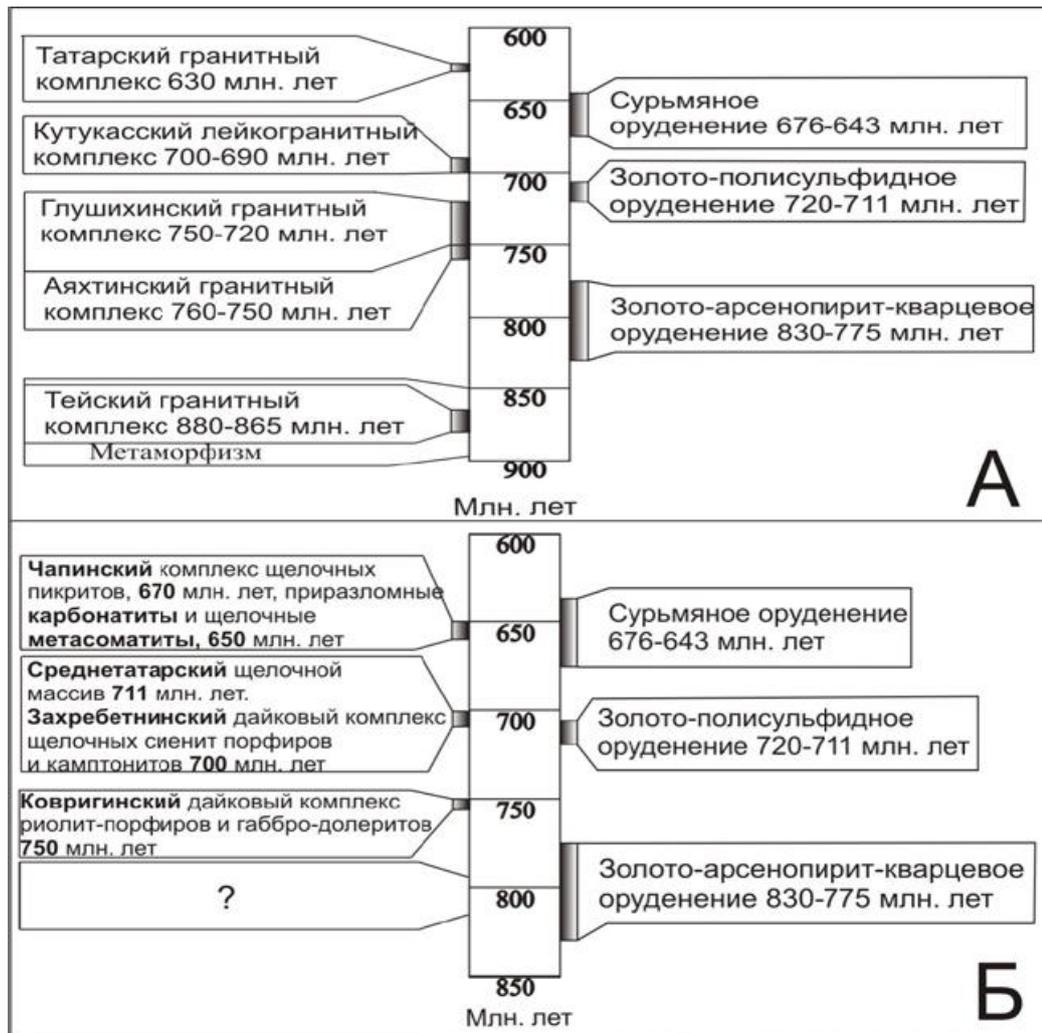


Рис. 32. Возраст формирования золоторудных месторождений и их корреляция с: А) неопротерозойским гранитоидным магматизмом; Б) неопротерозойскими дайковыми комплексами и щелочными интрузиями [Неволько, Борисенко, 2009]

3.3.1. Месторождение Олимпиадинское

Основные черты геологического строения, вещественный состав руд. Олимпиадинское месторождение вкрапленных золото-сульфидных руд расположено в северо-западной части Енисейского кряжа к югу от месторождения Советское. Помимо экономического значения, месторождение привлекает к себе внимание в силу своеобразия геологической позиции, строения, минералого-геохимических особенностей. Месторождение изучалось В.А.Лопатиным, М.В.Крысиным, Л.В.Ли, Г.П.Кругловым, С.В.Яблоковой, Н.П.Варгуниной, В.А.Загоскиным, Ю.И.Новожиловым, А.М.Гавриловым, А.Д.Генкиным, и многими другими. При составлении геолого-минералогической модели месторождения в различной мере использованы данные указанных геологов. Основной объем каменного материала для исследований был отобран А.М.Гавриловым.

Олимпиадинское рудное поле обрамляется выходами орогенных гранитоидных интрузий Татарско-Аяхтинского комплекса, а с северо-запада — гнейсо-гранитами более древнего Тейского комплекса. Непосредственно в пределах рудного поля находится Тырадинский массив щелочных гранитоидов (Татарско-Аяхтинский комплекс) и установлены единичные маломощные дайки лампрофиров.

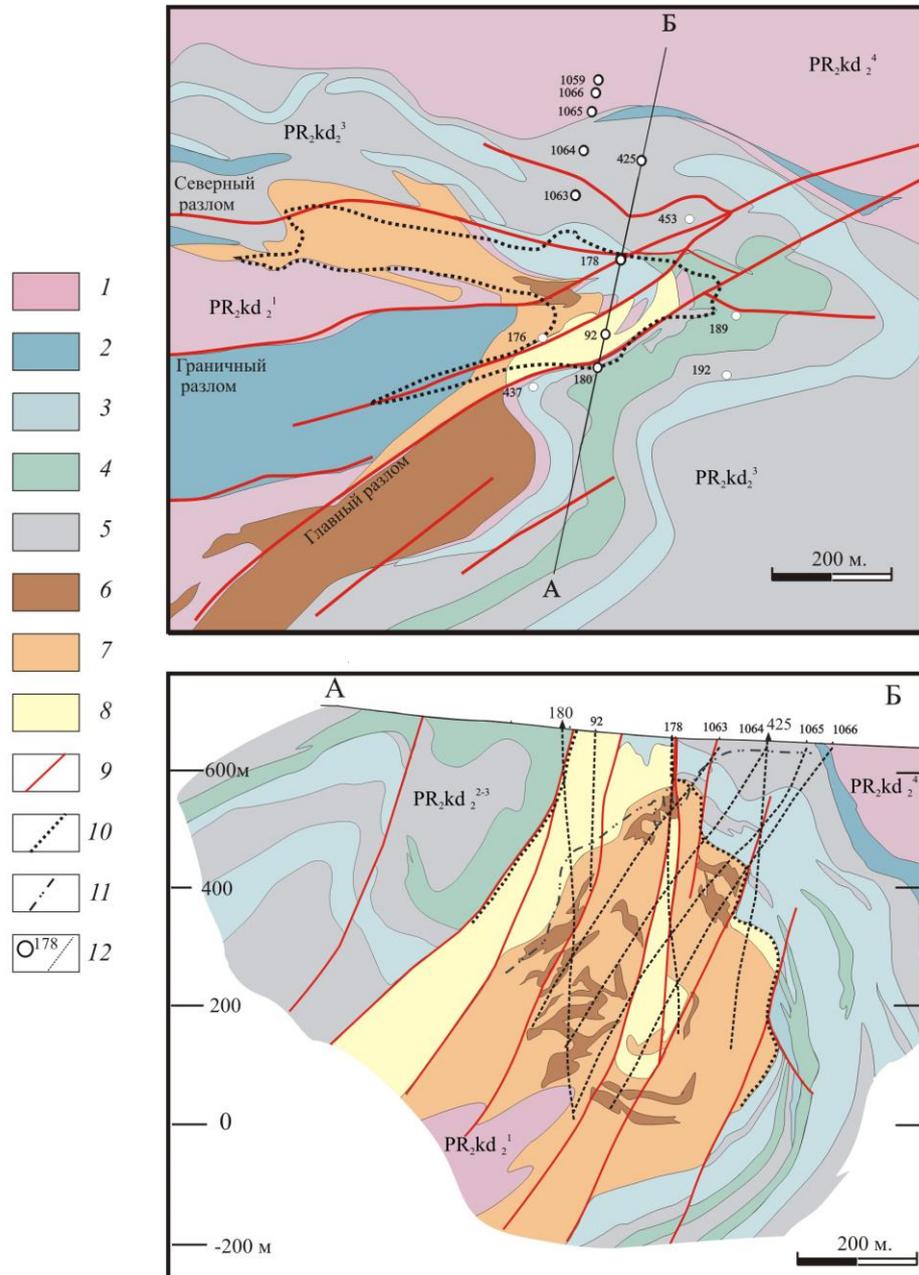
Блок рудного поля слагается довольно однообразной по составу толщей кварц-слюдистых (биотит-кварцевых, гранат-биотит-кварцевых, мусковит-биотит-кварцевых) сланцев кординской свиты. В этой толще выделяется рудовмещающий горизонт углеродисто-терригенно-карбонатных пород, к которому приурочены практически все золото-вольфрамовые, золото-сурьмяные и сурьмяно-вольфрам-золотые проявления и месторождения рудного поля, представляющие собою различные минеральные типы оруденения золото-сульфидной формации.

В результате сложных многократных дислокационных преобразований пластического типа в пределах тектонического блока рудного поля осадочные толщи оказались смятыми, образовавшиеся сопряженно с разломами северо-восточного и субширотного простираний запрокинутые к северу складки северо-восточного простирания. Более поздние тектонические деформации проявлены в виде пологого проникающего кливажа, ассоциированного со смятием и образованием лежачих складок с размахом крыльев до сотен метров, микроффрировкой тонких слоев и локальными надвигами.

Складчатость в пределах рудного поля имеет аномальную ориентировку по отношению к региональным структурам. Выделяются центральная гребневидная Медвежинская антиклиналь и причленяющиеся к ней с севера и юга синклинали: Иннокентьевская и Чиримбинская.

Северо-западные разломы, Татарский и Тырадинский, служат геологическими границами Олимпиадинского рудного поля с северо-востока и юго-запада. На северо-запад и юго-восток рудное поле распространяется до интрузивных массивов. В контактной зоне с северным Тырадинским массивом щелочных гранитоидов расположены золото-вольфрамовые и золото-сурьмяные рудопроявления. Аналогичная рудная минерализация отмечается и среди ороговикованных пород вблизи контакта с Чиримбинским гранодиоритовым батолитом в юго-западной части рудного поля.

Олимпиадинское месторождение располагается в замке и прилегающих участках крыльев Медвежинской антиклинали, крылья которой сложены пестрыми по составу и неоднородными по физико-механическим свойствам, часто переслаивающимися породами рудовмещающего горизонта (рис. 33).



Осадочно-метаморфические породы верхней подсвиты кординской свиты PR_2kd_2 : 1- кварц-слюдистые сланцы нижней пачки PR_2kd_{2-1} и верхней пачки PR_2kd_{2-4} ; рудовмещающий горизонт PR_2kd_{2-2-3} ; 2 - карбонат-биотит-мусковит-кварцевые сланцы; 3 - углеродистые мусковит-кварц-карбонатные сланцы; 4 - углеродистые хлоритоидные сланцы; 5- углеродистые слюдисто-кварцевые сланцы; метасоматиты и метасоматические измененные породы: 6 - биотит-кварц-карбонатные, 7 - мусковит-кварц-карбонатные, 8- углеродсодержащие кварц-карбонатные; 9- разрывные нарушения; 10 - контуры золоторудного тела ($Au > 1$ г/т); 11- граница развития коры выветривания; 13 - номера и проекции изученных скважин.

Рис. 33. Схематическая геологическая карта и разрез центральной части Олимпиадинского месторождения (по [Новожилов, Гаврилов, 1999])

Антиклиналь имеет восток-северо-восточное простирание с крутым ($50-80^\circ$) погружением шарнира в восточном направлении. Ее юго-восточное крыло характеризуется относительно устойчивым юго-восточным падением под углами $35-60^\circ$. Северное же крыло, имея субширотное простирание, построено значительно сложнее за счет наложения поздней кливажной складчатости: на западном фланге месторождения это крыло постоянно меняет направление падения с северного на южное вследствие развития здесь пологих лежащих складок, погружающихся к востоку под углами $15-20^\circ$. Размах их крыльев составляет десятки метров. В восточной части месторождения амплитуда размаха наложенных складок возрастает до сотен метров, скорее всего в связи с увеличением мощности компетентных, обогащенных карбонатом слоев. В области замыкания Медвежинской антиклинали ее северное крыло от поверхности до глубин 500-600м круто, под углами $60-85^\circ$ погружается в северном направлении, а на более глубоких горизонтах опрокидывается, меняя направление падения на южное.

Образование наложенных лежащих складок генетически и во времени тесно сопряжено с проявлением пологого ($15-30^\circ$) кливажа, фиксирующего завершение этапа пластических деформаций на территории рудного поля.

Для рудовмещающей толщи характерны мелкие изолированные складки с пологонаклонными осевыми плоскостями и общая дисгармоничная складчатость. Помимо крутопадающих разломов, на площади месторождения широкое развитие имеют согласные межпластовые срывы, согласные и субсогласные зоны расланцевания пород, трещины кливажа, площадная и приразломная секущая трещиноватость.

Разрывные нарушения играют важную роль в структуре месторождения. Большинство их занимает осепродольное (по отношению к гармоневидным складкам) положение, с крутыми $60-85^\circ$ углами падения плоскостей как к северу, так и к югу, и в ряде случаев приурочиваясь к контактам разнородных по литологическим и физико-механическим свойствам толщ. Являясь преимущественно дорудными структурами, осепродольные разломы впоследствии на значительных интервалах были залечены рудоносными метасоматитами. На отдельных участках они сопровождаются брекчированием, повышенной трещиноватостью, фиксируя внутрирудные и пострудные подновления.

К числу подобных долгоживущих разрывных структур на месторождении относятся, прежде всего, такие разломы, как Северный, Граничный и Главный, которые оказывают отчетливое влияние на размещение оруденения. Вертикальная и горизонтальная амплитуды смещения по осепродольным разломам достигают, по-видимому, сотен метров. Помимо осепродольных на месторождении распространены также выявленные геофизическими методами поперечные нарушения, роль которых недостаточно изучена, хотя в ряде случаев

устанавливается определенное воздействие их на морфологию и глубину распространения коры выветривания.

Площадь месторождения сложена породами среднекординской подсветы нижнерифейского возраста, среди которых выделяются четыре литолого-стратиграфические пачки. Нижняя и верхняя пачки слюдисто-кварцевых сланцев по составу и мощности идентичны. В составе сланцев преобладают кварц (в среднем 40-50%) и примерно в равных количествах биотит и мусковит. В породе отмечаются гранат, полевой шпат, хлорит, в совокупности редко составляющие более 10 - 15% от минеральной массы. Мощность пачек составляет около 500 м. Залегающий между ними рудовмещающий горизонт подразделяется на две литологические пачки.

Первая (нижняя) пачка слюдисто-кварц-карбонатных пород представлена мусковит-кварц-карбонатными, биотит-кварц-карбонатными, мусковит-биотит-кварц-карбонатными сланцами с варьирующими соотношениями основных породообразующих минералов. Слюдисто-карбонат-кварцевые сланцы отличаются от подстилающих пород наличием карбоната от 10 до 50% и близкими количествами кварца и слюд (мусковита, биотита). Как и в породах нижней пачки, в этих породах наблюдаются акцессорные ильменит и турмалин. Мощность варьирует от 15 до 100 м.

В состав второй (верхней) пачки углеродсодержащих пород входят изменчивые по составу углеродистые мусковит-кварц-карбонатные, слюдисто-карбонат-кварцевые и слюдисто-кварцевые иногда с гранатом, а также углеродистые хлоритоидные сланцы, в которых количество органического углерода колеблется в пределах от 0,1 до 2,5-5 %. Среди сланцев, особенно в западной части месторождения, постоянно отмечаются тонкие прослои и линзы полосчатых мраморизованных и доломитизированных известняков; мощность пачки достигает 250 м.

В связи с неоднократными интенсивными пластическими деформациями толщ мощность рудовмещающего горизонта оказалась весьма изменчивой: в раздувах замков крупных складок она достигает 300-350 м, тогда как на крыльях сокращается до первых десятков метров, иногда с выпадением из разреза отдельных его частей.

Следует отметить, что исследователи геологии месторождения по-разному трактуют стратификацию рудовмещающего комплекса пород. Нижняя пачка двуслюдяных сланцев выделяется уверенно, тогда как существование указанных выше трех других литолого-стратиграфических образований признается не всеми. Это связано с трудностями реставрации первичного разреза в сложнодеформированном комплексе пород, испытавшем неоднократную складчатость, пластические деформации и вторичные изменения.

Осадочные толщи рудного поля претерпели полихронные метаморфические преобразования, включающие прогрессивный метаморфизм биотитовой ступени зеленосланцевой фации, возрастающий до эпидот-амфиболитовой фации в непосредственной близости от Тырадинской гранитоидной интрузии; приконтактовое ороговикование и гидротермально-метасоматические изменения.

Промышленные золотые руды месторождения (как и рудного поля) образуют в целом подчиненные складкам стратифицированные залежи. Геологические границы распространения золоторудной минерализации определяются контурами развития мусковит-кварц-карбонатных и кварц-карбонатных пород, а сурьмяной минерализации — преимущественно последних. Границы промышленных руд и отдельных их сортов определяется на основе опробования. Золоторудные залежи приурочены главным образом к замковым частям складок разного возраста и имеют седловидную форму с максимальной мощностью в области замыкания и с постепенным выклиниванием на крыльях.

Золото распределено в рудах относительно равномерно при средних содержаниях около 4 г/т и максимальных - 84 г/т. Промышленное значение имеет сурьма, по запасам которой Олимпиадинское месторождение может быть отнесено к весьма крупным объектам: в контурах развития золотого оруденения вычленяются самостоятельные тела с содержанием Sb 0.6-2 %. В окисленных рудах были также установлены близкие к промышленным содержания W.

Рудное тело №4 локализовано непосредственно в замковой части Медвежинской антиклинали. В горизонтальном сечении оно имеет седловидную форму с неравными по простиранию северной (520 м) и южной (340 м) ветвями. Падение ветвей рудного тела соответственно северное и южное под углами 60° -80°. Осевой раздвиг имеет трубообразную или колоколообразную форму. Ширина рудного тела 130 - 470 м.

Первичные руды представляют собой измененные карбонатно-терригенные породы с неравномерной вкрапленностью сульфидов (2-5%). Среди последних преобладают пирротин, золотоносный арсенопирит и пирит. Основные минералы сурьмы - антимонит и бертьерит. Породная матрица вкрапленных руд сложена карбонатами (в среднем 33-40%), преимущественно железистым кальцитом, кварцем (в среднем 31-33 %) и слюдами - мусковитом-серицитом, биотитом (в среднем 13-18%). В качестве наиболее распространенной примеси постоянно встречаются хлориты, присутствует углеродистое вещество (обычно первые десятые доли процента).

На месторождении также отмечаются наиболее ранние минеральные новообразования, представленные главным образом линзовидными маломощными жилами и прожилками крупнокристаллического кварца.

По составу рудной минерализации преобладают пирротин-арсенопиритовые руды, обычно с незначительной примесью пирита; достаточно широко распространены также руды существенно сурьмяного (бертьерит-антимонитового) и смешанного типов.

Значительная часть золота месторождения тесно ассоциирована с сульфидами, где оно находится в тонкодисперсном субмикроскопическом состоянии, а возможно, и в виде твердого раствора. По данным технологических испытаний, доля тонкодисперсного золота, не извлекающегося при цианировании измельченной руды, составляет от 30 до 48 %. С использованием метода мессбауровской спектроскопии [Генкин и др., 2002] получены данные в пользу металлического состояния дисперсной части золота в арсенопирите. Количество относительно крупного золота, извлекаемого при амальгамации, варьирует от 8,6 до 27 %, а тонкого цианируемого золота в сростках, главным образом с сульфидами, составляет 22-37 %. Небольшая часть весьма тонкого золота находится также в силикатной части руды. Специальные исследования наиболее золотосного тонкоигольчатого арсенопирита (с содержанием золота в пробах от 190 до 1840 г/т) с использованием сканирующего электронного микроскопа не позволили обнаружить в нем субмикроскопические (менее 0,5 мкм) включения золота, которые были установлены в арсенопирите ряда других месторождений данного типа.

Изотопно-геохимическая зональность

Исследователями месторождения выделено три последовательно сформированных сульфидсодержащих минеральных комплекса, отвечающих стадиям рудообразования, [Генкин и др., 1994; Новожилов, Гаврилов, 1999; Савичев А.А., Гавриленко В.В. 2003]:

1-дорудный, прожилково-вкрапленный пирит-пирротиновый, проявленный в пределах всего рудного поля; 2-ранний, основной продуктивный, вкрапленный золото-арсенопиритовый (с тонкодисперсным золотом), распространенный локально в контуре месторождения; 3-поздний, непостоянно продуктивный, вкрапленно-прожилковый золото-сурьмяный (бертьерит-антимонитовый) с относительно крупным самородным золотом.

Результаты изотопных анализов серы перечисленных сульфидных ассоциаций представлены на рис.34. в сравнении с другими изученными месторождениями Енисейского кряжа. Как следует из полученных данных, основную роль в составе сульфидной вкрапленности за пределами месторождения играет сера осадочно-диагенетического происхождения. В углеродистых сланцах преобладают отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ (до -21.8%), свидетельствующие о наличии в породах биогенной серы. Карбонатные породы отличаются положительными $\delta^{34}\text{S}$ (до $+21.8\%$), которые свойственны морским сульфатам протерозойского возраста. Указанные максимальные вариации $\delta^{34}\text{S}$ отмечаются преимущественно вблизи границы углеродсодержащих и карбонатных пород.

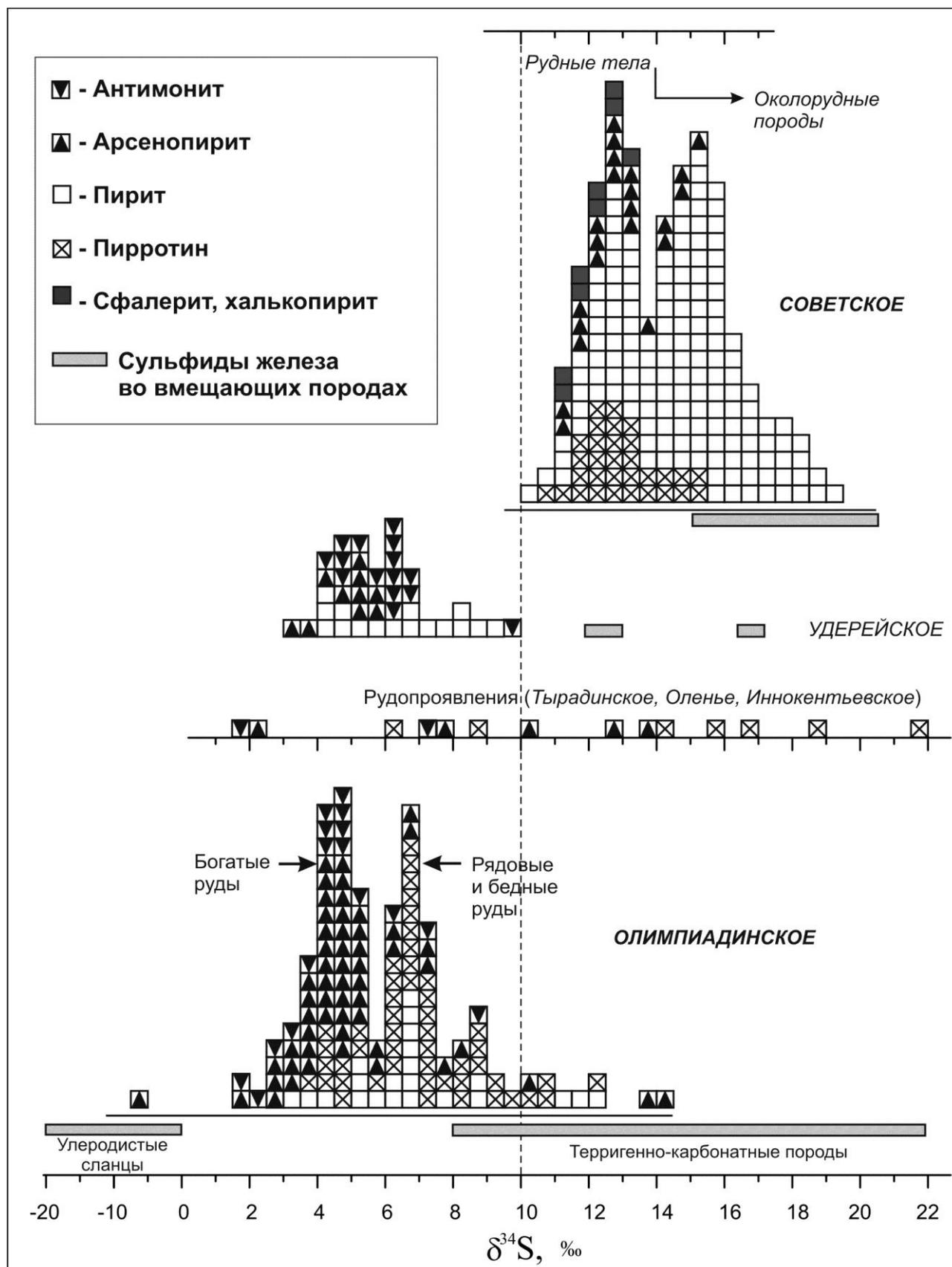


Рис. 34. Изотопный состав серы сульфидов
золоторудных объектов Енисейской провинции

[Заири и др., 1986; Saure et al., 1997; Кряжев и др., 2003; Кряжев, Гриненко, 2007]

Следует отметить, что сохранность выявленной изотопной зональности доказывает несостоятельность предположений об изотопной «гомогенизации» серы в процессах высокотемпературного метаморфизма. Более того, контрастность аномалий заметно возрастает по мере приближения к гранитоидам (уч. Западный и Иннокентьевский).

Дорудный пирротин в пределах месторождения характеризуется весьма однородными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (в среднем $+7\pm 2\%$), что заставляет признать эндогенную природу серы ранней сульфидной минерализации. В ассоциации с пиритом и пирротинотом отмечается также слабозолотоносный крупнокристаллический арсенопирит, имеющий аналогичные изотопные характеристики. Наиболее высокие значения $\delta^{34}\text{S}$ (более $+8\%$) отмечаются на флангах месторождения, что вероятнее всего обусловлено влиянием изотопно-тяжелой серы вмещающих пород.

Золотоносный арсенопирит и более поздний антимонит накладываются на сульфидизированные породы и имеют свой строго определенный диапазон вариаций $\delta^{34}\text{S}$ (в среднем $+4\%$). Одинаковый изотопный состав серы этих минералов указывает на их принадлежность к разным стадиям одного (главного) этапа рудообразования. Вероятность наложения безсернистых сурьмосодержащих растворов исключительно на участки развития золотоносного арсенопирита существует, однако требует строгого контроля одновременного оруденения одними структурами и опять приводит к выводу о близости времени формирования арсенопиритовой и сурьмяной минерализации. Наличие в Северо-Енисейском районе золото-сурьмяных рудопроявлений вне связи с золото-сульфидной минерализацией, как и развитие рудных столбов с минералами золото-бертьерит-антимонитовой ассоциации по всему вертикальному диапазону распространения оруденения на Олимпиадинском месторождении свидетельствуют в пользу автономности источника сурьмы и сульфидной серы с $\delta^{34}\text{S} +3 \div +5\%$. Согласно полученным данным, с этим же долгоживущим источником связаны флюиды, сформировавшие вкрапленные арсенопиритовые руды. В таблице 19 и на рис. 35 приведены результаты исследования участков совмещения разновозрастных сульфидных ассоциаций, подтверждающие привнос серы, сурьмы и золота при формировании наиболее богатых руд месторождения. Эта главная закономерность сохраняется и для всего объема полученных данных (рис. 36).

Пирротин-2 и пирит-2 в рядовых и бедных рудах характеризуются гомогенным изотопным составом серы - $\delta^{34}\text{S}$ от $+5.5$ до $+8.2\%$. Между рудами и вмещающими породами с более высокими значениями $\delta^{34}\text{S}$ наблюдаются *плавные переходы*, ни в одном случае не было зафиксировано совместное нахождение в образце пирротина-1 и пирротина-2. Эта особенность позволяет рассматривать пирит-пирротинотую минерализацию с $\delta^{34}\text{S} > 5.5\%$ как единый минеральный комплекс, связанный общностью изотопно-геохимической зональности и,

следовательно, имеющий определенное генетическое родство. С учетом результатов, полученных при исследовании месторождений сухоложского типа, гидротермально-осадочная природа серы ранних сульфидов представляется нам достаточно вероятной. На это указывает и повышенная золотоносность.

Таблица 19. Вариации изотопного состава серы сульфидов в рудах Олимпиадинского месторождения

Место отбора		$\delta^{34}\text{S}$, %			Au, ppm	
Скважина	метр	Пирротин	Арсенопирит	Антимонит	Пирротин	Арсенопирит
1065	362	7.2	4.7		Н.опр.	
1063	250	8.3	5.0	4.8	0.5	Н.опр.
	263		4.5		Н.опр.	
1055	140.6	5.7	3.5		5	158
	175		2.5	2.6	Н.опр.	
	207.6	3.0	2.5		13	162
1056	264.3	6.1	4.9		0.8	23
1057	315.8	6.5	4.2		30	268
1059	359	5.0	5.0		41	355
	376.7	6.5	4.0		4	227
1064	258			4.7		
	300.9	5.3	5.1		17	179
	312		5.2			738
	476		4.7			70
	566.4	4.2	5.3			2
1066	348.6		2.8			510
	372.9	10.5			0.2	
	455			3.5		
	541.5	8.9	4.5		64.4	820
425	326	9.3			1.0	
	367		3.8			290

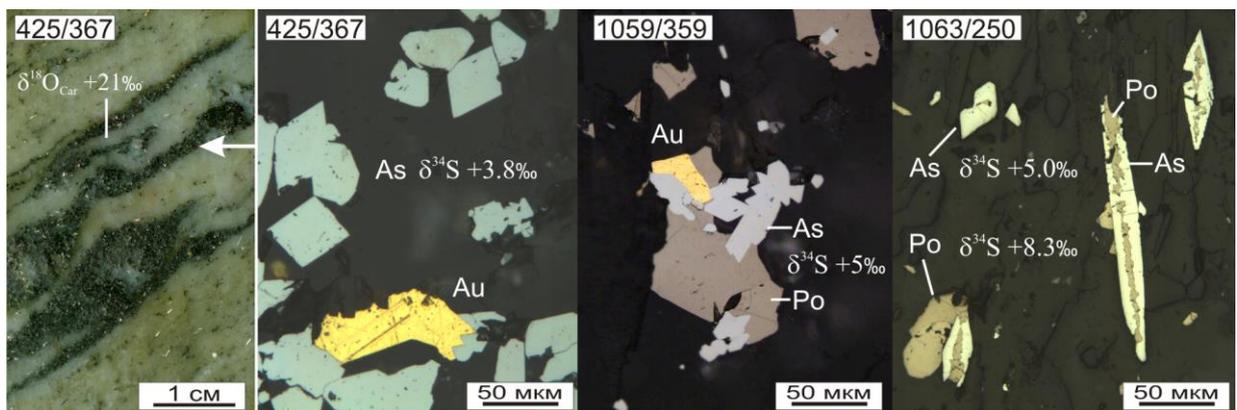


Рис. 35. Арсенопирит (As), пирротин (Po) и самородное золото (Au) в рудах Олимпиадинского месторождения

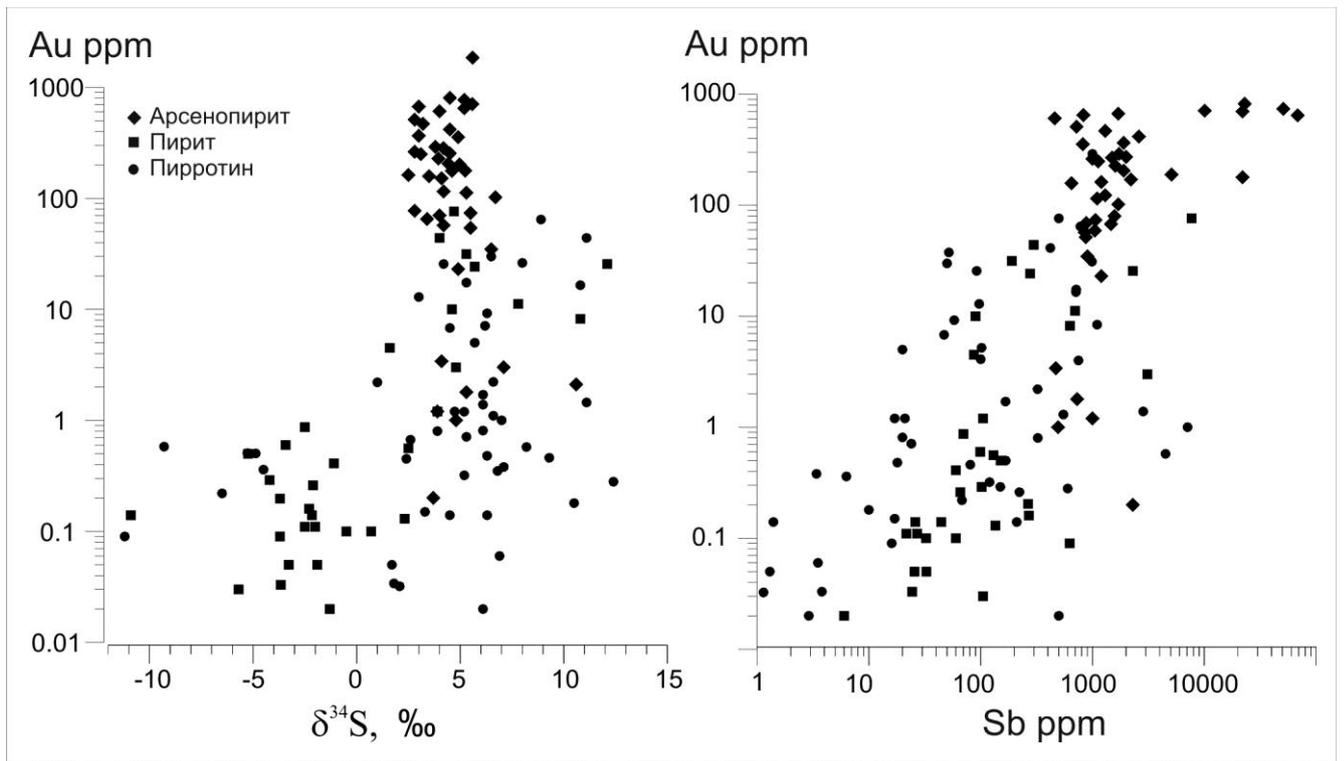
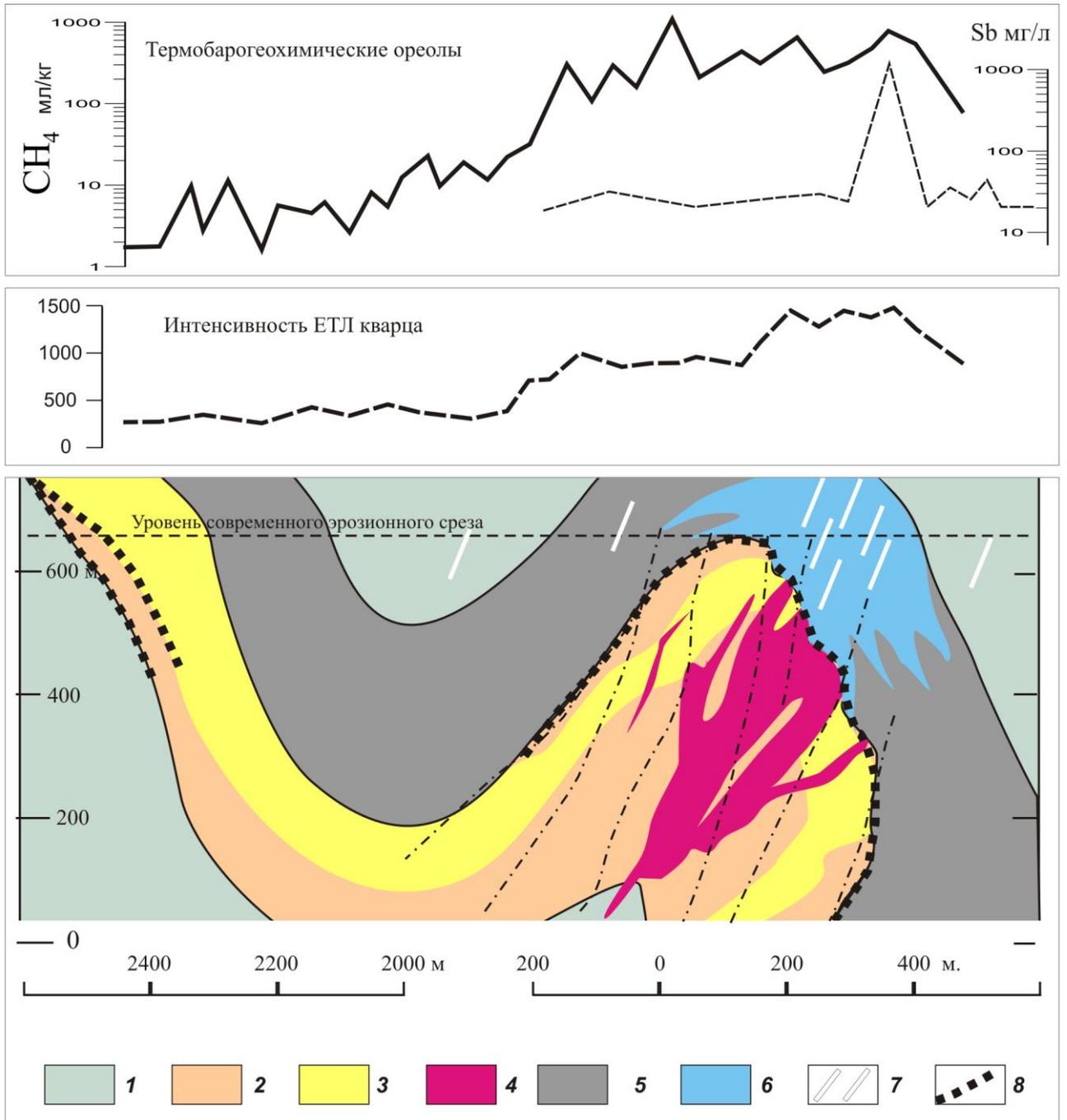


Рис. 36. Зависимости между изотопным составом серы, содержаниями золота и сурьмы в сульфидах Олимпиадинского месторождения (Au и Sb - данные А.М.Гаврилова).

Таким образом, изотопно-геохимическая зональность ранних сульфидно-вкрапленных руд в Олимпиадинском рудном поле обнаруживает определенное сходство с месторождением Сухой Лог (рис. 37). Два крупных золото-сульфидных объекта, различающиеся по возрасту рудовмещающих толщ и вещественному составу руд, проявляют поразительное сходство не только в структуре изотопно-геохимической зональности, но и в абсолютных величинах $\delta^{34}\text{S}$.

Главный золотосодержащий минерал - арсенопирит по изотопному составу серы существенно отличается от более ранних сульфидов железа и имеет $\delta^{34}\text{S} = +4 \pm 1.5\%$. Продуктивная Au-As-Sb минерализация повсеместно накладывается на более ранние пирит и пирротин и концентрируется в осевой наиболее дислоцированной части антиклинали.



1- кварц-сланцевые сланцы; 2 - терригенно-карбонатные породы, содержащие вкрапленность сульфидов железа ($\delta^{34}\text{S} = +7 \pm 1\%$): рудовмещающий горизонт; 3 - те же породы, обогащенные тяжелым изотопом серы ($\delta^{34}\text{S} = +10...+20\%$); 4 - ореол развития высокозолотоносного арсенопирита ($\delta^{34}\text{S} = +4 \pm 1\%$); 5 - углеродистые сланцы, содержащие вкрапленность сульфидов железа ($\delta^{34}\text{S} = -5...-20\%$); 6 - те же породы, обогащенные тяжелым изотопом серы ($\delta^{34}\text{S} = 0...-5\%$); 7 - кварцевые, карбонат-кварцевые прожилки; 8 - контуры рудных тел.

Рис. 37. Изотопно-геохимическая модель Олимпиадинского месторождения

Независимо от изотопного состава серы в ранних рудах значения $\delta^{34}\text{S}$ арсенопирита и антимонита остаются постоянными на всех исследованных участках месторождения. Только на флангах рудного тела отмечается небольшое повышение доли тяжелого (в одном случае – и легкого) изотопа серы в арсенопирите, отражающее возрастающее влияние вмещающей среды при снижении интенсивности рудообразующего процесса. В основном объеме богатых руд ранние сульфиды, очевидно, полностью замещены.

Изотопные данные, таким образом, однозначно свидетельствуют о метасоматическом происхождении высокозолотоносного арсенопирита, сформированного в течение самостоятельного этапа минералообразования. При этом идентичность вариаций $\delta^{34}\text{S}$ арсенопирита и антимонита позволяет предположить, что привнос Sb в руды осуществлялся одновременно с привносом As и Au.

С практической точки зрения важно отметить также значительное повышение значений $\delta^{34}\text{S}$ пирита и пирротина в черных сланцах, перекрывающих (и экранирующих) зону развития богатых руд в осевой части складки (см. рис. 37). Эту своеобразную изотопно-геохимическую «аномалию» можно объяснить влиянием рудоносных флюидов (привносом изотопа ^{34}S), которое распространяется в надрудные породы на расстояние не менее 100-150 метров. На каком этапе осуществлялся этот привнос, однозначно сказать сложно.

Флюидный режим рудообразования

Как показали исследования флюидных включений в кварце (рис. 38, 39, табл. 20), в составе золотоносных растворов преобладают метан и азот, присутствует примесь сероводорода. Содержание CH_4 в кварце Восточного участка Олимпиадинского месторождения максимально и достигает 1000 мл/ кг. На периферии рудного поля во флюидных включениях повышается доля углекислоты ($\text{CO}_2/\text{CH}_4 > 1$). Околорудные газогеохимические аномалии на Олимпиадинском месторождении ранее отмечались В.Ю.Прокофьевым [Прокофьев, 2000]

Валовым анализом в растворах включений установлен достаточно широкий спектр микроэлементов, в т.ч. As, Sb, Au и Ag (табл. 21) При этом ураганные концентрации Sb (более 1 г/кг H_2O), как ни странно, выявлены не в кварце из богатых золото-сурьмяных руд, а в кварцевых прожилках надрудного ореола (обр. O425/145).

Изотопный состав суммарного углерода флюида составил -17.3 и -17.4 ‰ (скв. 1063, инт. 250 и 265 м). Это значение достаточно близко к диапазону вариаций $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ углеродистых сланцев (от -18.1 до -22.2 ‰, среднее из 20 определений -20.5 ‰). В то же время в золотоносном кварце O1064/476 (с повышенной долей CO_2 во включениях) получено значение $\delta^{13}\text{C} = -7$ ‰, соответствующее эндогенной углекислоте (или смеси органического и карбонатного углерода).

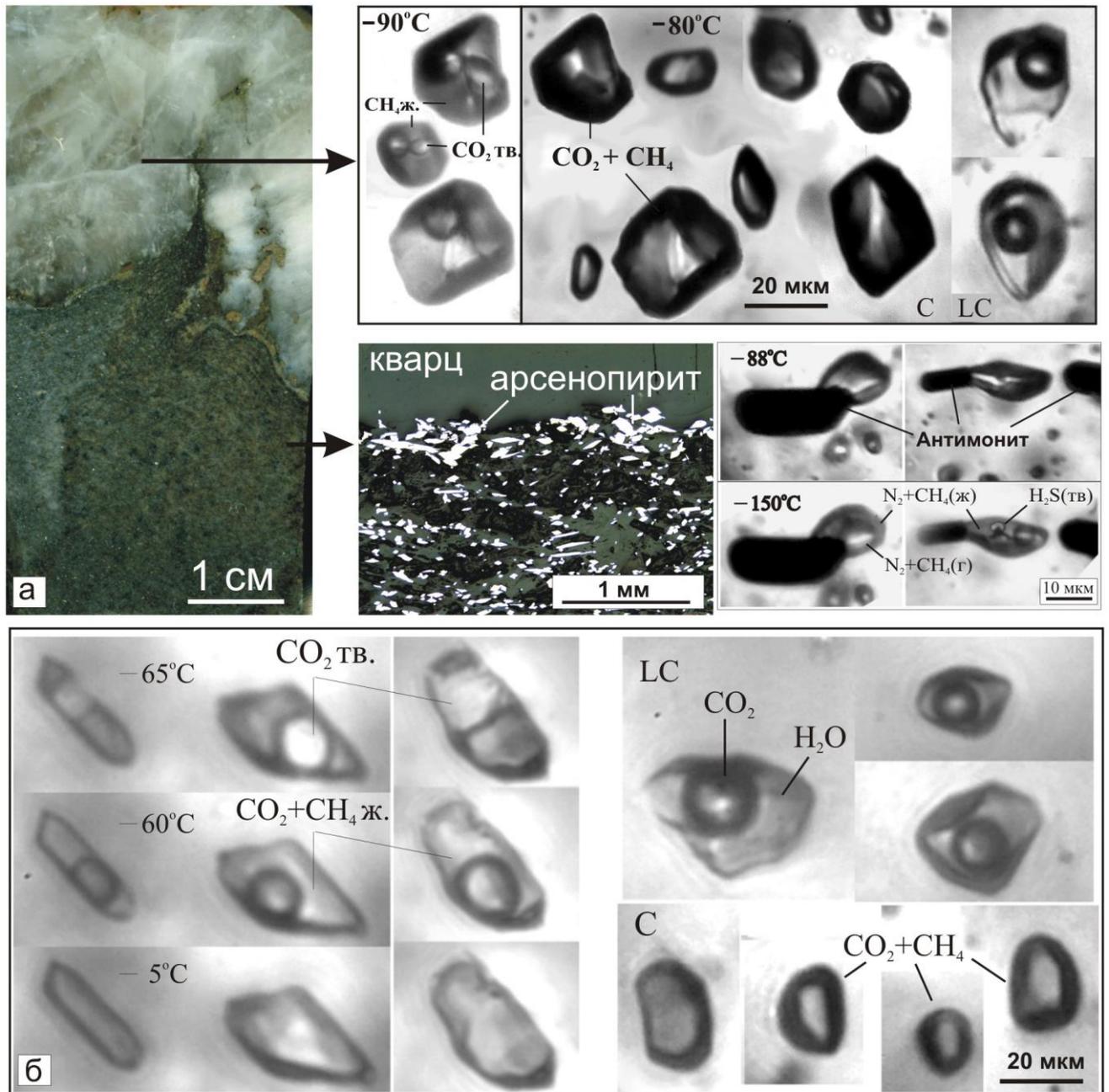


Рис. 38 Флюидные включения в кварце Олимпиадинского месторождения:
 а – связанные с поздней золото-антимонит-арсенопиритовой минерализацией,
 б – связанные с ранними относительно высокотемпературными метасоматитами.

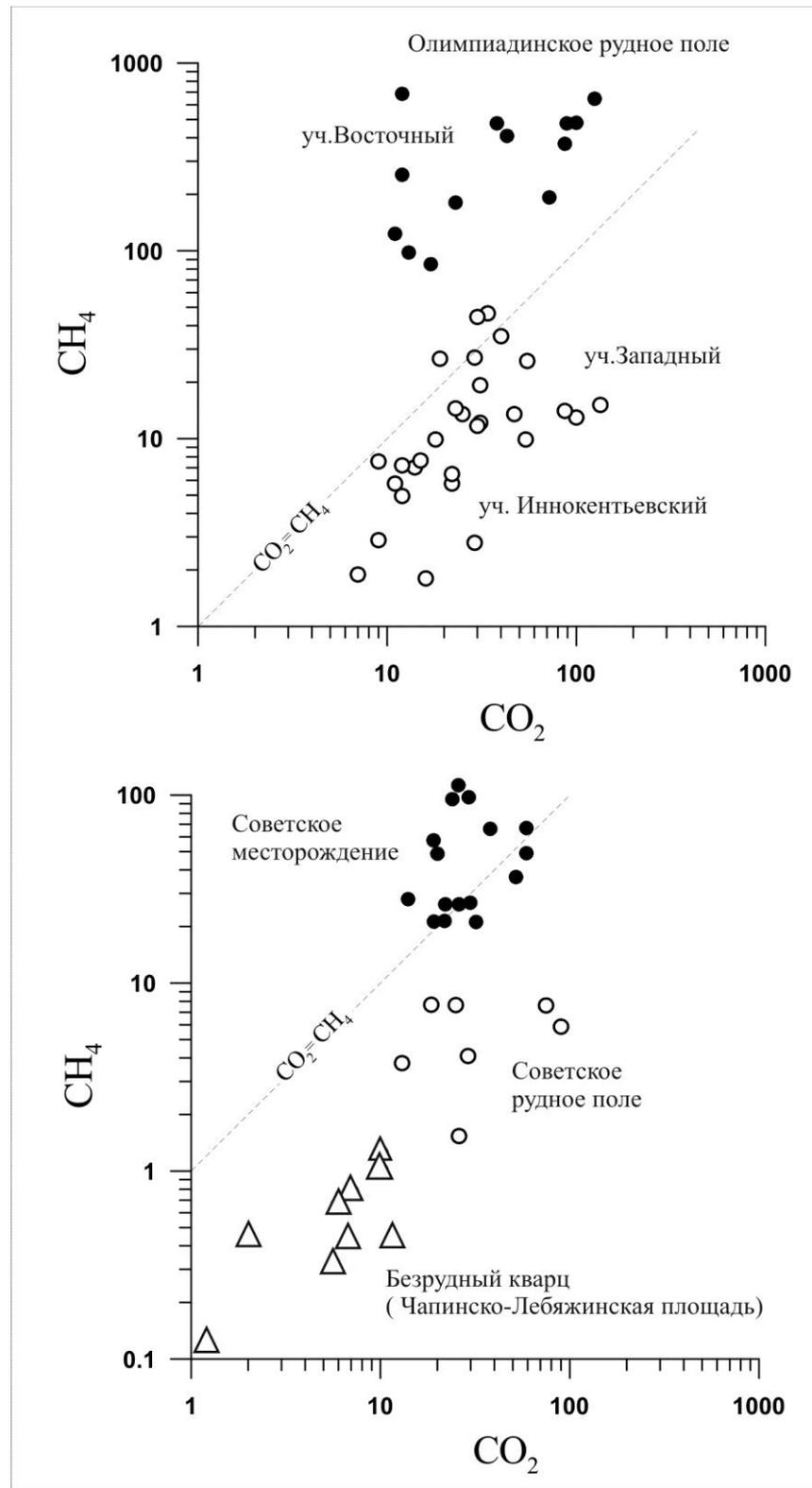


Рис. 39. Содержание газов жильном кварце (мл/кг) месторождений Енисейского края по данным газохроматографического анализа.

Таблица 20. Параметры флюидных включений в кварце Олимпиадинского месторождения

№ Обр.	Тип ФВ	T_3	$T_{нЛ}$	$T_{нГГ}$	$T_{нCO_2}$	$T_{зом C}$ (фаза)	$T_{зом Ж}$	C, % NaCl- экв.	CO ₂	CH ₄	N ₂	V	Р кбар
		°C							Мол.%			См ³ /моль	
<i>Кварц с золото-(антимонит)-арсенопиритовой минерализацией</i>													
1064 /476	С	-	-	-	-81	-83ж	-	-	10	90	-	70	1.0
	LC	-	-	6.7	-	-	300-320	>6	-	-	-	-	
	LS	-28	-10.1	-	-	-	180-200	14.0	-	-	-	-	
1063 /250	С	-	-	-	H_2S	-110±0.5к	-	-	-	55	45	85	0.8
	С	-	-	-	-65.8	-34±0.3к	-	-	40	60	-	80	
	LC	-22	-	7.4	-	-	295-305	>5	-	-	-	-	
1063 /265	С	-	-	-	-98.8	-79ж	-	-	5	95	-	80	0.75
	С	-	-	-	-	-58к	-	-	20	80	-	83	
	LC	-25	-6.2	7.1	-	-	255-265	5.5-9.5	-	-	-	-	
	LS	-30	-	-	-	-	140-150	29.5	-	-	-	-	
180 /215	С	-	-	-	-95.5	-83ж	-	-	2	98	-	70	0.9
	LC	-23	-5.5	7.3	-	-	235-245	5.2-8.5	-	-	-	-	
<i>Кварц в околорудных породах</i>													
180 /331	С	(газовые включения не обнаружены)											
	LC	-25	-	3.6	-	-	290-320	11.0	-	-	-	-	-
	LC?	-25	-5.5	-	-	-	240-270	8.5	-	-	-	-	-
180 /440	С	-	-	-	-62.5	-6ж	-	-	75	25	-	58	1.6
	LC	-24	-16	5.5	-	-	365-395	8.3	-	-	-	-	

Таблица 21. Состав флюидных включений в кварце месторождения Олимпиадинское по данным валового анализа.

Номер пробы	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	B	As	Sb	Pb	Bi	Ag	Au
	ppm	моль/кг H ₂ O										мг/кг H ₂ O					
O425/145	349	1.54	32.51	1.90	0.08	11.89	1.00	0.01	6.30	0.17	0.00	50	5949	108	2.4	0.5	0.0
O425/354	465	8.54	45.79	0.50	0.00	0.50	0.62	0.00	0.18	0.01	0.00	89	11	2	0.0	1.2	0.4
O180/215	90	35.71	95.54	1.30	2.05	25.92	2.00	0.04	14.41	0.23	0.05	206	973	123	9.2	2.9	0.5
O180/503	315	6.09	57.98	0.49	0.00	8.44	0.69	0.00	4.00	0.12	0.01	633	253	2	0.0	1.0	0.2
O1064/476	501	7.75	33.08	0.70	0.00	3.39	0.58	0.02	1.72	0.03	0.01	144	96	3	0.0	0.5	0.2
O1063/250	1263	2.26	10.84	0.10	0.01	0.27	0.31	0.01	0.03	0.01	0.09	35	16	1	0.0	2.8	0.0
O1063/265	198	5.17	40.64	0.98	0.00	2.93	0.11	0.00	1.87	0.04	0.01	189	16	0	2.5	0.1	0.0

Одной из примечательных особенностей оруденения является неизменность изотопных характеристик карбонатов, входящих в состав минерализованных золотоносным арсенопиритом и антимонитом пород [Кряжев, 2007]. Даже в зонах с наибольшей интенсивностью сульфидной вкрапленности порода не отличается от неминерализованных участков по $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ карбонатного вещества (табл. 22). Эти параметры достаточно постоянны в объеме рудного тела ($\delta^{13}C$ $-0.5 \pm 1.5\%$, $\delta^{18}O$ $+21.3 \pm 1.5\%$) и отвечают метаморфизованным морским известнякам.

Таблица 22. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов
Олимпиадинского месторождения

Скважина	Метр	Карбонат	
		$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$
Мусковит-кварц-карбонатные и кварц-карбонатные вмещающие породы			
176	400	22.0	0.9
425	305	19.9	0.1
425	307	20.9	0.2
180	239	22.4	-0.3
180	252	20.8	-0.8
180	660	21.8	-0.7
1065	717	20.9	-0.9
<i>Среднее</i>		21.2	-0.2
Сульфидно-вкрапленные золотые руды			
397	432	20.7	1.0
425	307	21.3	-1.7
425	367	21.0	-0.9
425	326	20.7	0.0
425	460	22.9	-0.7
1059	359	21.8	-1.2
1063	250	21.4	0.6
1063	263	21.5	-1.8
1064	331	21.2	0.3
<i>Среднее</i>		21.4	-0.5
Прожилковая золотосодержащая сурьмяная руда			
1066	455	21.2	-2.1
Пострудные прожилки кальцита (в рудном теле)			
425	367	20.6	-1.5
180	210	11.4	-2.5
Углеродисто-карбонатные сланцы			
453	105	16.2	-8.6
1056	256	16.3	-4.1
189	101	16.4	-7.8
Прожилки кальцита в углеродистых сланцах (за пределами рудного тела, содержат пирит, пирротин)			
425	26	15.2	-11.5
425	300	17.9	-3.6

Выявленная закономерность свидетельствует о низком отношении вода/порода в рудообразующей системе и заставляет предполагать присутствие иных транспортирующих агентов, отличных от водного раствора.

3.3.2. Месторождение Удерейское

Месторождение расположено в южной части Центральной структурно-формационной зоны Енисейского кряжа, где на равном удалении от глубинных Ишимбинского и Татарского разломов сформирована крупная магматогенная сводово-купольная структура, известная также как Татарская антиклиналь, в ядре которой обнажаются нижнепротерозойские терригенно-известняковые отложения пенченгинской свиты, прорванные удлиненным в меридиональном направлении раннеорогенным массивом гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса. Описание месторождения дается по работе [Новожилов, Гаврилов, 1999]. Образцы для исследований взяты автором в музее ЦНИГРИ. Кроме того, коллекцию золото-сульфидных руд для изотопного анализа любезно предоставила Т. Анненкова.

Группа золото-сурьмяных и золото-сульфидных проявлений, объединяемых Удерейским рудным полем (месторождением), приурочена к складчато-разрывным структурам Васильевской синклинали северо-восточного простирания, занимающей несогласное, диагональное положение относительно ранних геосинклинальных структур района на восточной периферии магматогенного Татарского свода.

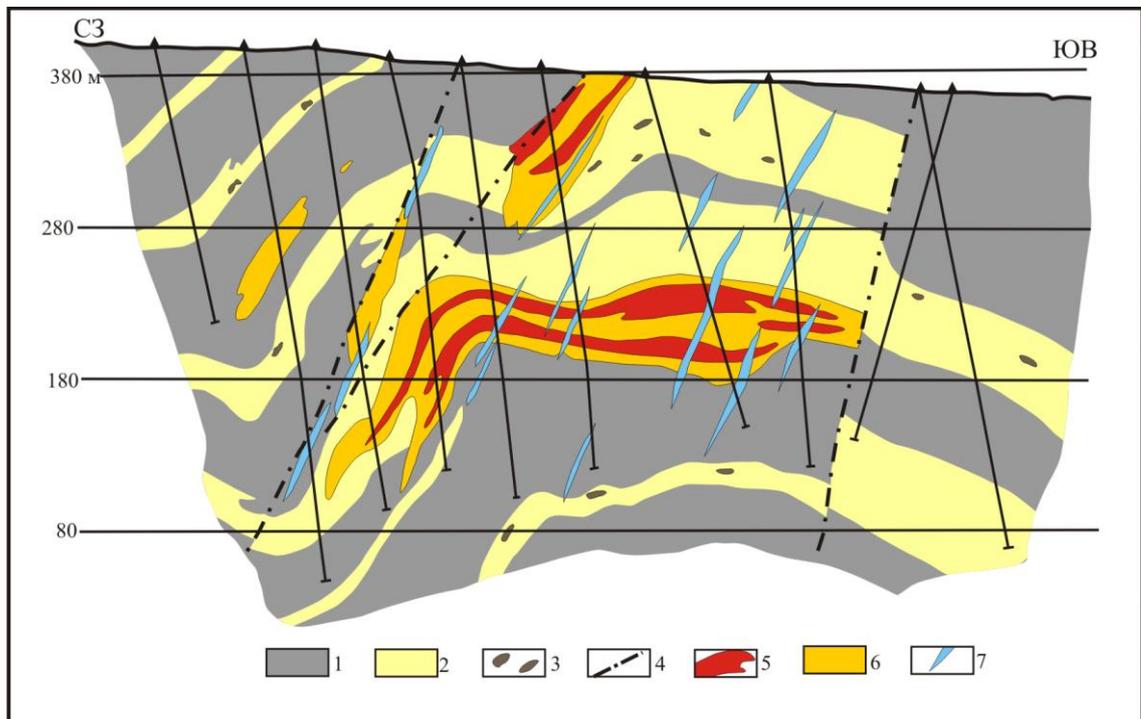
Рудовмещающей для удерейских золото-сурьмяных проявлений является карбонатно-терригенная толща удерейской свиты. Углеродистое вещество, в целом свойственное всему разрезу удерейской свиты, распределено неравномерно. В продуктивной пачке его содержится 0.3-0.5%. Метаморфизм пород весьма слабый и относится к филлитовой ступени зеленосланцевой фации.

Золото-сурьмяное оруденение представлено двумя основными морфоструктурными типами (рис. 40): субпослойными залежами вкрапленных, вкрапленно-прожилковых, существенно золото-сульфидных руд, а также жилами и жильно-прожилковыми зонами кварц-антимонитовых сурьмяных руд. Первичные руды представлены сульфидизированными и прожилковидно окварцованными углеродистыми сланцами, а также слабо золотоносным жильным кварцем с гнездообразными скоплениями карбонатов и непостоянно — антимонита. Содержание сульфидов в рудах составляет 15-17.5 %.

Минеральный состав вкрапленных сульфидных руд сравнительно простой. Основные рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом и антимонитом (в комплексном, золото-сурьмяном типе). Среднее содержание арсенопирита в рудах около 4-6 %. Для него характерен тонкоигольчатый габитус кристаллических вкрапленников. В качестве примесей в незначительном количестве отмечаются сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, пирротин, самородное золото. Последнее в ряде случаев устанавливается под микроскопом в виде очень тонких (0.03-0.07 мм) выделений. Проба золота 860. Основная часть (67-75 %)

золота в рудах связана с сульфидами, преимущественно с арсенопиритом. Широко распространенный в комплексных, золото-сульфидно-сурьмяных рудах антимонит практически не золотоносен.

По изотопно-геохимическим характеристикам месторождение Удерейское является аналогом Олимпиадинского месторождения (см. рис. 34).



1 - углеродистые кварц-серицитовые сланцы; 2 - углеродистые карбонатно-кварц-серицитовые сланцы, обычно с порфиробластами железистого карбоната; 3 - конкреции кремнистого и кремнисто-карбонатного состава; 4 - разрывные нарушения; 5 - промышленные золотоносные залежи вкрапленных и вкрапленно-прожилковых руд; 6 - зоны повышенного рассланцевания пород с вкрапленностью сульфидов железа и мышьяка и сульфидными конкрециями; 7 - кварц-антимонитовые жилы и прожилки.

Рис. 40. Разрез Центрального участка Удерейского месторождения

[Новожилов, Гаврилов, 1999]

Особенность золото-сульфидного оруденения месторождения — широкое развитие (в границах рудной зоны) слабозолотоносного тонко- и мелкокристаллического пирита, обычно ассоциирующего с кварцем, и образующего согласные со слоистостью прослой, линзы, диски и сложные по форме стяжения, а также неправильные тела с концентрически зональным внутренним строением разнозернистых кварц-пиритовых агрегатов. Мощность подобных стратиформных образований достигает нередко 10-15 см. Вместе с вмещающими их породами они часто образуют мелкие складки. Эти своеобразные образования (рис. 41), весьма сходные с проявлениями осадочно-диагенетического пирита на многих других месторождениях в

углеродистых терригенных толщах, подвергаются в рудных телах перекристаллизации, замещению тонкокристаллическим золотоносным арсенопиритом, пересекаются многочисленными кварцевыми прожилками и жилами, иногда с антимонитом. В участках пересечения среди кварца отмечаются гнездовидно-вкрапленные скопления переотложенного грубозернистого пирита, реже арсенопирита, а также антимонита. Роль сульфидных конкреций в локализации оруденения окончательно не установлена [Даценко, Лопатин, Прохоров, 1983].

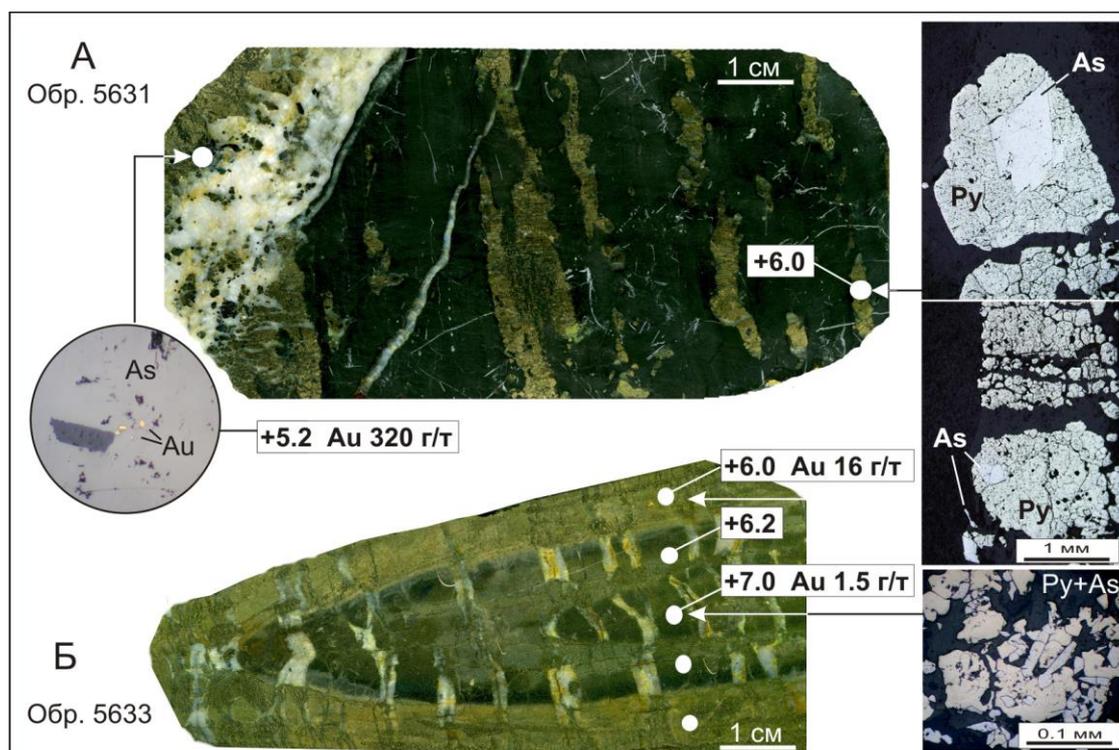


Рис. 41. Взаимоотношения пирита-1 с жильным кварцем (А), линзовидная зональная конкреция (Б) в рудах Удерейского месторождения. Указаны значения $\delta^{34}\text{S}$ и содержания Au в точечных пробах.

Характеристика флюидных включений в кварце Удерейского месторождения была приведена выше. В таблице 23 представлены результаты их валового анализа.

Таблица 23. Состав флюидных включений в кварце Удерейского месторождения

Номер пробы	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	B	As	Sb	Pb	Bi	Ag	Au
	ppm	моль/кг H ₂ O										мг/кг H ₂ O					
Месторождение Удерейское																	
Уд-26	2540	0.86	0.00	0.75	0.00	0.22	0.79	0.02	0.07	0.01	0.03	1855	6932	0	0.0	0.0	0.0
Уд-18	1174	1.20	0.01	0.36	0.08	0.15	0.42	0.02	0.10	0.02	0.06	29	219	0	0.0	0.1	0.0
Уд-84	231	0.77	0.01	0.35	0.07	3.23	0.60	0.10	1.45	0.06	0.19	154	688	10	0.0	20.3	0.0
Уд-85	321	2.78	0.01	0.33	0.07	0.71	0.45	0.63	0.02	0.03	0.07	1175	4984	9	0.0	8.6	6.3
Месторождение Раздолинское																	
P407П	591	2.11	1.53	0.62	0.00	0.64	0.83	0.01	0.20	0.01	0.10	243	3493	13	0.0	3.0	0.0
P4076	1385	1.16	0.68	0.50	0.01	0.34	0.64	0.01	0.10	0.01	0.03	33	53	0	0.0	0.9	0.0

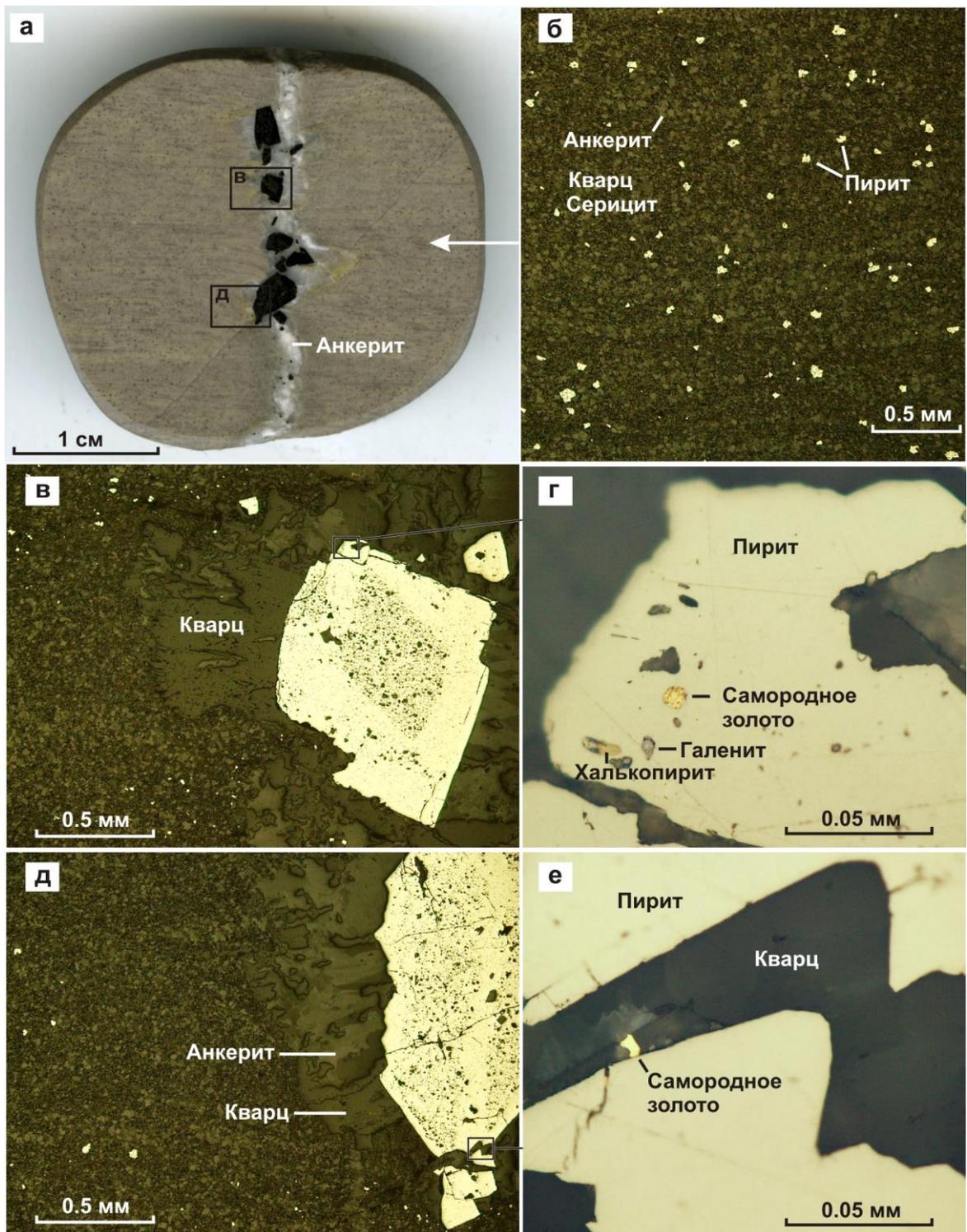
3.3.3. Рудопроявление Южное

Рудопроявление Южное расположено в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади на восточном склоне Енисейского кряжа [Мансуров, Кряжев, Зеликсон, 2017].. Структурная позиция рудопроявления характеризуется его приуроченностью к зоне системы Ишимбинского рудоконтролирующего разлома в узле его пересечения секущими СВ разрывами. В геологическом строении принимают участие карбонатно-терригенные отложения сухопитской (погоруйская, аладьинская и карточки свиты) и тунгусикской (потоскуйская свита) серий, среднего и верхнего рифея, соответственно. Повышенные содержания золота выявлены в горизонтах слюдисто-кварц-карбонатных пород с рассеянной вкрапленностью пирита. Объект интересен как вероятный относительно слабо метаморфизованный аналог ранних гидротермально-осадочных руд Олимпиадинского месторождения.

Изотопно-геохимическая зональность. Карбонаты рудовмещающей толщи относительно обогащены тяжелыми изотопами углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -2.5 до 0‰) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от 16.5 до 20‰), и в целом сопоставимы с карбонатами олимпиадинских руд.

Особенностью золотоносной сульфидной минерализации является аномальное обогащение пирита тяжелым изотопом серы ($\delta^{34}\text{S} = +14.0\dots+17.0\%$ – в пределах золотоносных минерализованных зон и $\delta^{34}\text{S} = +17.0\dots+19.0\%$ – в околорудном ореоле). Этот признак однозначно указывает на то, что основным источником серы при рудообразовании служил морской сульфат. При этом в ряду золоторудных объектов Енисейского кряжа проявление Южное занимает наиболее высокое стратиграфическое положение и характеризуется максимальными значениями $\delta^{34}\text{S}$, что позволяет допустить существование региональной изотопно-геохимической зональности.

На рис. 42 приведен наглядный пример локального перераспределения рудного вещества практически *in situ*. Поздние прожилки, пересекающие зоны развития тонковкрапленных золото-сульфидных руд (пирит-1 с субмикроскопическим золотом) содержат в своем составе новообразованный пирит-2 с микронными включениями самородного золота, а также других минеральных фаз. Наблюдаемые структурно-текстурные особенности указывают на длительное формирование прожилков в условиях растяжения и перемещения кремнезема, анкерита и пирита в приоткрывающиеся трещины. Изотопные данные однозначно свидетельствуют об отсутствии привноса серы при кристаллизации пирита-2. По сути подобные новообразования являются типичными прожилками «альпийского» типа.



а – анкерит-пирит-кварцевый прожилок; б – рассеянная вкрапленность пирита-1 во вмещающих сланцах; в, г – сингенетичные включения халькопирита, галенита и самородного золота в кристалле пирита-2; д, е – выделение самородного золота в кварце. Вблизи прожилка наблюдается очищение пород от вкрапленного пирита-1. Изотопный состав серы пирита-1 и пирита-2 идентичен ($\delta^{34}\text{S}=+15\%$).

Рис. 42. Золото-сульфидная минерализация в анкерит-кварц-серицитовых сланцах (рудопоявление Южное, обр. С-1/58.4 м., фото аншлифа) [Мансуров, Кряжев, Зеликсон, 2017]:

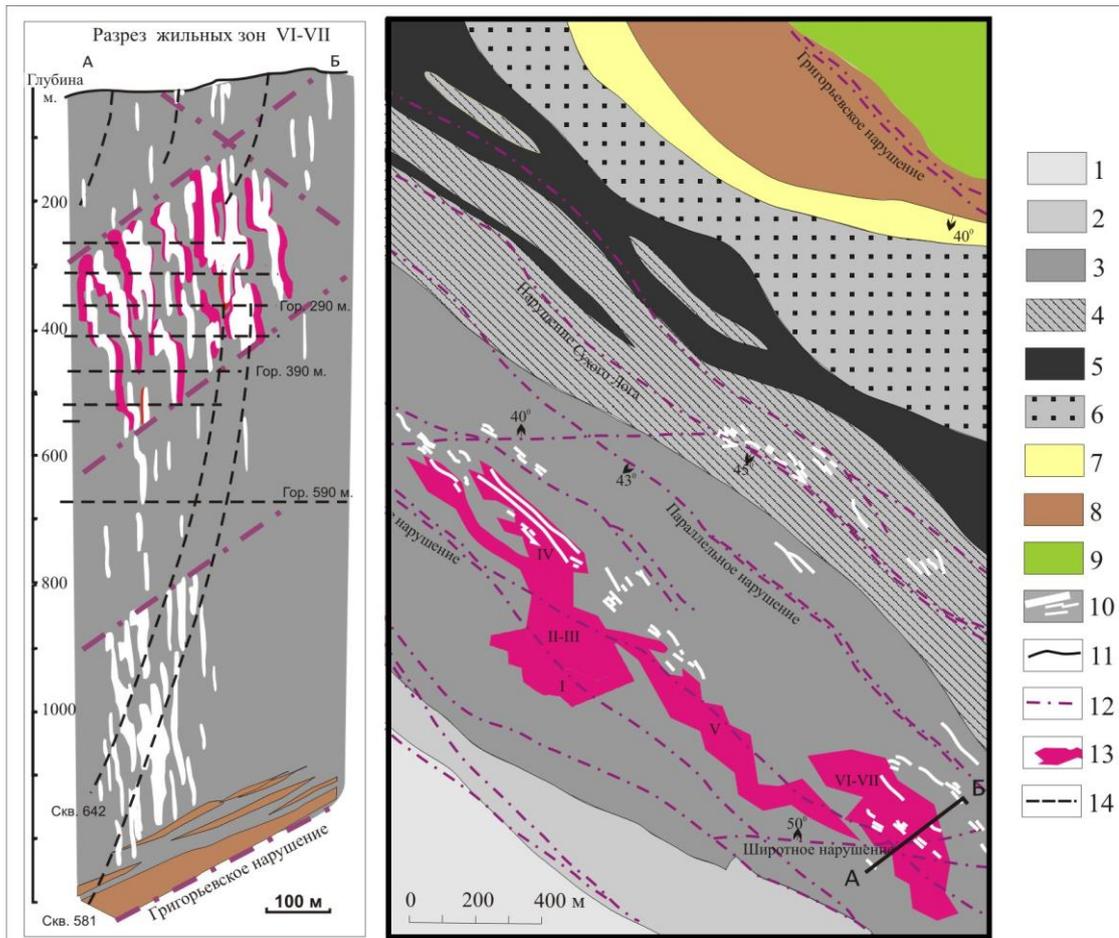
3.3.4. Месторождение Советское

Месторождение Советское является классическим представителем золото-кварцевых объектов, локализованных в терригенных углеродистых толщах. Месторождение эксплуатировалось с 1908 года, за этот период подземные горные выработки достигли глубин свыше 500 м, а скважины – более 1 км. Высокая степень геологической изученности месторождения [Бернштейн, Петровская, 1954; Русинова, Русинов, Абрамов и др., 1999; и др.] и большой вертикальный размах предоставляют исключительные возможности для исследования зональности оруденения.

Месторождение Советское изучено автором вместе с коллективом ЦНИГРИ [Кряжев и др., 2003] на основе представительных коллекций каменного материала. В полной мере использованы также изотопные данные, полученные Н.М.Заири [Заири, 1992]. Основной объем изотопных анализов выполнен А.П.Глуховым.

Территория рудного района сложена терригенными и терригенно-карбонатными отложениями сухопитской серии верхнего протерозоя, в состав которой входят (снизу вверх) кординская, горбилонская и удерейская свиты. Золоторудные месторождения и рудопроявления приурочены к протяженной зоне расланцевания в составе Ишимбинского глубинного разлома и располагаются в восточном секторе крупного куполовидного поднятия, в пределах которого сосредоточено значительное количество гранитоидных интрузий позднего рифея. Месторождение приурочено к юго-западному крылу антиклинальной складки и заключено в однородных филлитах и сланцах удерейской свиты (рис. 43). Основой структуры рудного поля является каркас разрывов северо-западной и широтной систем и ограниченная ими серия блоков. В каждом блоке локализованы несколько крутопадающих жильно-прожилковых зон, которые представляют собой серии сближенных кварцевых жил и прожилков, переходящих в крупные кварцевые тела сложной формы. В зависимости от распределения полезного компонента жильно-прожилковая зона целиком или частично соответствует рудному телу [Яновский, 1990].

Пробы для исследований были отобраны геологами ЦНИГРИ в различные годы из горных выработок и керна скважин. Пространственное положение участков отбора проб указано в номерах образцов, которые составлены по схеме «№обр.-квершлаг-горизонт-рудное тело» или «№ скважины/метр». Указанным способом практически в полном объеме (12 поперечных сечений на 600 м по простиранию) была изучена VI рудная зона, включая надрудное и подрудное пространство, вскрытое скважинами. В пределах рудной зоны выделено 5 рудных тел, имеющих форму прерывистых вытянутых по восстанию залежей. Глубокие горизонты месторождения (VII жильная зона) изучены по керну скважин 642 и 581. Фланги рудного поля опробованы по керну поисковых скважин.



1-7 - пачки удерейской свиты: 1 - зеленые филлитовидные сланцы, 2 - алевроитовые филлиты, 3 - неяснослоистые филлиты, 4 - слоистые филлиты, 5 - зеленые и серые глинистые сланцы, 6 - алевроито-глинистые сланцы, 7 - зелено-серые плитчатые глинистые сланцы; 8 - горбилковская свита (кремовые светло-серые доломити-зированные известняки); 9 - габбро-диабазы и диабазы; 10-кварцевые жилы; 11 - геологические границы; 12-тектонические нарушения; 13 - контуры рудных зон и (на разрезе) - рудных тел; 14 - опробованные подземные горные выработки и скважины.

Рис. 43 Геологический план и разрез месторождения Советское
(по [Русинова, Русинов, Абрамов и др., 1999])

]

Жильный кварц, слагающий до 90-99% жильного выполнения, в главной своей массе был отложен в прерудный период. Вслед за кварцем-1 была отложена основная масса сульфидов – пирита и арсенопирита первых генераций. Затем, после длительного перерыва и интенсивных динамометаморфических преобразований, развивалась поздняя наложенная полиметаллическая сульфидная и золотая ассоциация с небольшой примесью гребенчатого кварца (кварц-2) и карбонатов. В состав последней входят, кроме второй генерации пирита, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит; их сопровождает относительно крупное золото. Все

эти минералы скапливаются вдоль трещин в более ранних сульфидно-кварцевых агрегатах. Процесс завершился отложением «послезолотой» ассоциации кальцита, колломорфного пирита и ничтожно малых количеств прозрачного кварца 3-й генерации.

В осветленных мусковитизированных сланцах, которые обычно встречаются вблизи или внутри кварцево-жильных зон, интенсивность сульфидизации заметно возрастает, однако основное количество сульфидов приурочено непосредственно к кварцевым жилам и прожилкам. Как правило, сульфиды концентрируются в приконтактных частях кварцевых тел или вблизи реликтов вмещающих пород в кварце. В каждой жильно-прожилковой зоне сосредоточены несколько разновозрастных сульфидных комплексов, среди которых всеми исследователями выделяются два продуктивных.

Ранний арсенопирит-пиритовый минеральный комплекс включает пиритовую и пирит-арсенопиритовую ассоциации, иногда содержащие небольшое количество пирротина. Сульфиды образуют прожилки, гнезда и рассеянную вкрапленность.

Золото-полисульфидный минеральный комплекс с самородным золотом – главный продуктивный на месторождении. Основу комплекса составляет пирротин, с которым ассоциируют сфалерит, галенит и халькопирит, относительно широко развиты тонкокристаллические пирит, марказит и арсенопирит, в микроколичествах отмечены минералы висмута, теллура и сурьмы. Самородное высокопробное золото чаще всего ассоциирует с галенитом и сфалеритом, размеры его варьируют от долей до нескольких миллиметров. Выделения сульфидов сопровождаются карбонатами, хлоритом и прозрачным недеформированным кварцем-2. Поздние продуктивные ассоциации развиты в большинстве случаев в контуре развития ранних, тяготея к центральным частям минерализованных зон, реже – к ограничивающим рудные тела зонам нарушений. Золото отлагалось в поздние стадии рудоотложения, значительно позднее арсенопирита и пирита-1, вслед за сульфидами полиметаллической группы, и знаменовало собой, скорее всего, отдельную стадию минерализации.

Состав и свойства флюидных включений. Основная масса кварца-1 несет следы интенсивного предрудного метаморфизма и не содержит крупных газово-жидких включений. Однако на участках наложенной сульфидной минерализации появляется большое количество вторичных включений, основная часть которых расположена в зонах развития кварца-2. Центральная часть таких зон выполнена минералами главной продуктивной стадии: крупнозернистым агрегатом хлорита и карбоната, мелкозернистым пиритом и арсенопиритом, пирротинном. В кварце, карбонате и пирите отмечены мелкие выделения сфалерита и самородного золота. Флюидные включения концентрируются в непосредственной близости от указанных минералов, окружая их своеобразным ореолом (рис. 44).

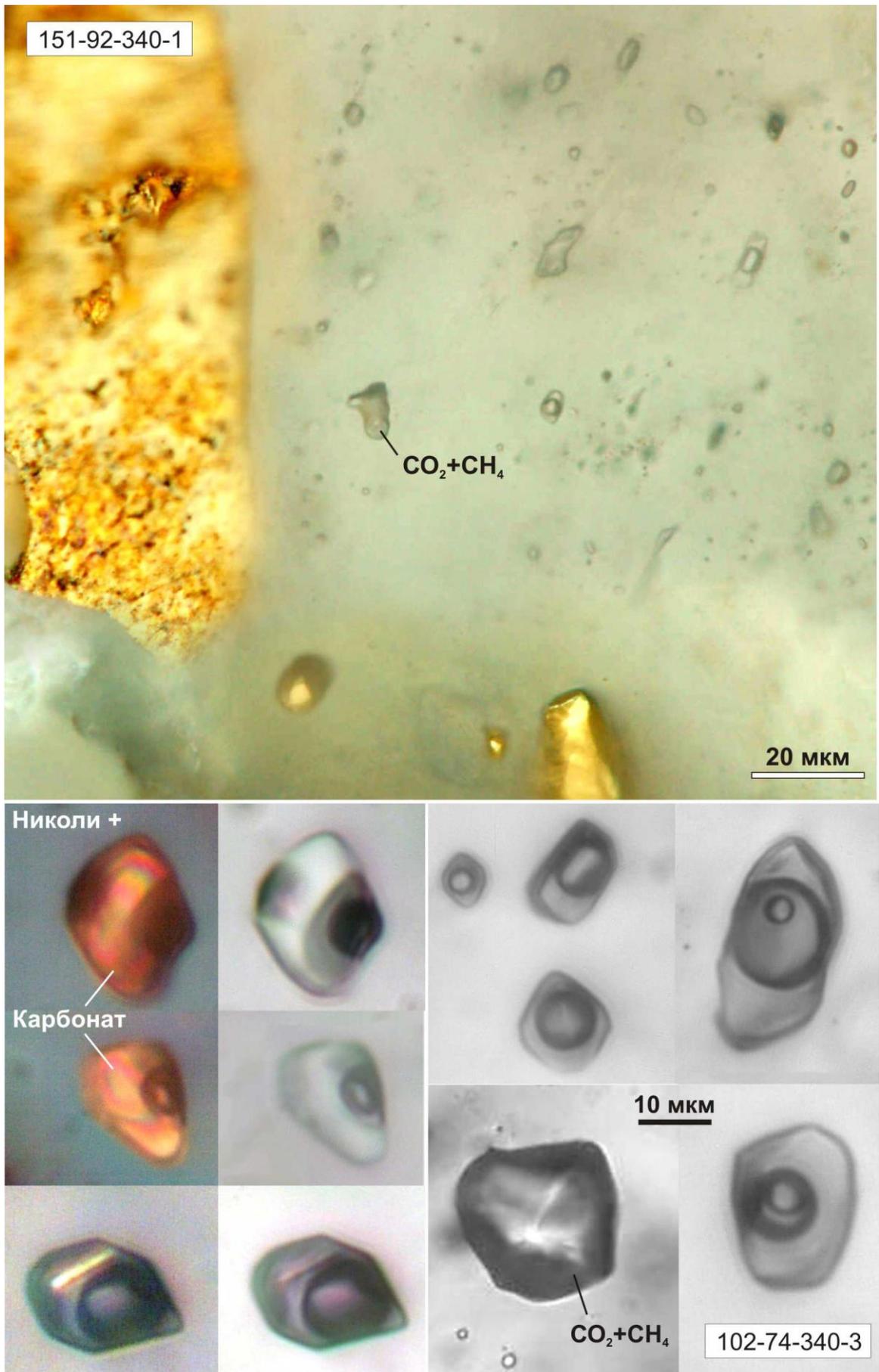


Рис. 44. Флюидные включения в золотоносном кварце месторождения Советское

Таблица 24. Параметры флюидных включений в золотоносном кварце месторождения Советское

№ обр	Тип ФВ	T_3	$T_{нЛ}$	$T_{нГГ}$	$T_{нCO_2}$	$T_{зom C}$ (Ж)	$T_{зom Ж}$	C, % NaCl-экв.	X CO ₂ , %	CO ₂	CH ₄	V	P кбар
196-86-340-5	C				-63.5	-10				35	65	65	1.2
	LC	-20	-7.5	9	-63.3	<9	315-330	<11	н/опр				
	C				-88	-83				8	92	60	1.2-1.3
	LC	-25	-8.2	4.5	-59.5	18-20	240-270	10-12	6	90	10		
	L	-39	-17.7				130-170	20.8					
102-74-340-3	C				-64.8	-20.4				45	55	65	1.2
	LC			9	-61	9-11	320-330	>2	18	80	20		
	C				-74	-73				15	85	60	1.3
	LC	-28	-6	4.5	-59	18-21	230-280	9-10	8	90	10		
	L	-25	-5.5				130-160	8.6					
151-92-340-1	C				-65.6	-28				45	55	68	1.25
	LC	-23		8	-60.5	13-14	330K	<4	16	82	18		
	L	-33	-6.5	5.3	-60	15	230-250	8.5-10	6	85	15		1.2
240-70-240-1	C				-75.2	-75.2				15	85	60	1.2
	LC	-28	-6.3	5.7	-58.5	24.5	250-255	8.0-9.5	7	90	10		
c581/598	C				-66 ± 1	-8.6 ± 1				CO ₂ ≐CH ₄ +H ₂ S			
	LC	-22		12.7			320-350	-	-				

Подобные взаимоотношения позволяют предполагать, что в вакуолях заключены реликты рудообразующих растворов.

Большинство включений при комнатной температуре содержат две фазы – жидкую и газообразную (см. рис. 42). Жидкая фаза представляет собой раствор хлоридов щелочных металлов с примесью ионов Ca и Mg, на что указывают температуры протаивания эвтектики от –20 до –39 °C и данные валового анализа (табл. 24, 25).

В газообразной фазе при охлаждении выявлена углекислота. Значительное понижение температуры плавления CO₂ (–59...–62 °C) указывает на существенную примесь других газов. По данным А.А.Томиленко и Н.А. Гибшера [Томиленко, Гибшер, 2001], основными примесями в углекислоте являются метан и азот. Отношение CO₂/CH₄, определяемая валовым хроматографическим анализом, в рудной зоне всегда меньше 1.

По взаимоотношениям с вмещающим кварцем, степени наполнения и температуре гомогенизации отчетливо выделяются 4 типа включений, которые при этом все могут присутствовать в одном кристалле кварца-2 размером 2x2 мм. Включения *1-go типа*, первичные по отношению к кварцу-2, располагаются изолированными группами, иногда находятся в контакте с крупными выделениями карбоната в кварце, либо содержат в своем составе ксеноморфную карбонатную фазу. Объем газовой фазы составляет около 40%, гомогенизация включений происходит при 315-330°C и сопровождается критическими явлениями.

Таблица 25. Состав флюидных включений в кварце золото-кварцевых месторождений и рудопроявлений Енисейского края

Номер пробы	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	B	As	Sb	Pb	Bi	Ag	Au
	ppm	моль/кг H ₂ O										мг/кг H ₂ O					
Месторождение Советское. Рудные тела VI рудной зоны																	
151-92	1729	1.52	1.27	2.07	0.00	0.61	0.94	0.00	0.65	0.22	0.00	14	5	0	0.0	0.0	0.1
196-86	807	1.38	5.47	3.91	0.00	0.01	3.30	0.01	0.24	0.06	0.02	21	4	19	0.4	0.0	0.3
240-70	2168	0.56	2.15	1.13	0.16	0.91	0.91	0.01	0.45	0.27	0.01	10	31	9	0.2	0.0	0.2
102-74	2513	0.48	1.97	1.58	0.03	0.52	1.07	0.01	0.34	0.20	0.01	14	1	4	0.0	0.0	0.1
231-92	1229	1.05	0.95	2.92	0.00	1.48	1.43	0.01	0.98	0.50	0.02	25	2	24	0.2	0.0	0.0
17-82	661	1.76	1.77	4.83	0.00	3.32	2.53	0.03	1.81	0.98	0.01	152	3	0	0.0	0.0	0.0
207-92	1618	0.55	1.34	1.64	0.05	0.01	1.41	0.01	0.13	0.03	0.01	10	1	5	0.2	0.0	0.0
Месторождение Советское. Околорудное пространство																	
222-70	849	2.00	3.48	4.86	0.23	2.16	1.91	0.02	1.99	0.79	0.00	14	5	0	0.0	0.0	0.0
29-74	1753	1.50	1.70	1.36	0.00	0.69	0.90	0.01	0.37	0.20	0.01	116	4	5	0.2	0.0	0.0
92-82	971	0.92	0.99	0.77	0.10	4.29	1.05	0.00	1.99	0.12	0.00	20	7	2	0.0	0.0	0.0
92-82	1941	0.51	0.60	1.16	0.00	0.78	1.24	0.01	0.29	0.06	0.01	10	1	6	0.2	0.0	0.0
Месторождение Советское. Скв. 581																	
581/422	226	5.73	0.81	25.33	0.69	22.63	16.32	0.08	12.08	4.39	0.04	105	81	1	0.7	0.7	0.4
581/495	938	1.19	0.36	4.59	0.00	0.88	4.29	0.09	0.24	0.30	0.02	11	2	16	0.1	1.3	0.0
581/598	577	1.63	1.68	5.88	0.00	9.52	5.17	0.28	4.14	0.83	0.04	65	5	1	0.1	2.6	0.4
581/715	425	5.46	3.85	3.47	0.00	12.78	2.59	0.63	3.87	2.65	0.04	59	3	1	0.5	0.7	0.3
581/886	258	5.54	3.66	7.92	0.00	11.43	10.32	0.28	3.74	0.63	0.15	87	13	2	0.1	5.1	0.1
581/962	1547	0.40	0.81	2.90	0.00	0.70	1.30	0.05	0.76	0.36	0.00	22	1	3	0.1	0.2	0.0
Периферия Советского рудного поля																	
С76/18	1098	3.05	0.31	0.89	0.00	0.84	0.96	0.05	0.27	0.10	0.03	8	3	9	0.1	0.4	0.2
С76/36	2707	1.48	0.10	0.63	0.00	0.17	0.45	0.03	0.10	0.06	0.02	7	2	2	0.1	0.1	0.0
Месторождение Эльдorado*																	
Э-1	1074	0.02	0.03	7.11	0.00	0.25	4.16	0.75	0.92	0.30	0.11	18	3	1	0.0	0.0	0.0
Э-2	434	0.14	0.08	1.66	0.00	1.74	2.29	0.34	0.17	0.22	0.15	161	6	22	0.1	0.0	0.0
Э-5	371	0.24	0.29	3.42	0.00	2.22	4.11	0.31	0.36	0.25	0.13	71	5	19	0.1	0.0	0.0
Э-6	329	0.98	0.31	2.27	0.00	1.20	3.06	0.12	0.10	0.05	0.21	160	3	1	0.1	0.0	0.1
Месторождение Титимухта*																	
ТТМ-1	395	0.14	0.10	3.09	0.05	0.69	2.46	0.15	0.50	0.14	0.32	76	7	20	0.2	8.5	0.0
ТТМ-2	1334	0.27	0.11	0.65	0.01	0.47	0.87	0.14	0.04	0.02	0.04	23	1	2	0.0	1.6	0.0
Кварц рудопроявлений Аяхтинского рудного узла (в т.ч. с видимым самородным золотом)*																	
А-3	1291	0.01	0.00	0.20	0.03	2.46	0.05	0.03	1.24	0.08	0.02	33	3	20	0.1	0.1	0.1
А-820	649	0.04	0.07	0.20	0.00	0.03	0.04	0.04	0.05	0.02	0.09	0	2	4	0.9	0.2	0.2
ОI-1	908	0.06	0.00	0.03	0.00	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	3	2	6	0.4	0.2	0.1
А-809	1019	0.08	0.01	0.18	0.00	0.06	0.05	0.04	0.06	0.02	0.01	4	1	6	0.6	0.1	0.2
Т-1	649	0.19	0.00	0.04	0.00	0.59	0.05	0.14	0.15	0.07	0.24	214	51	12	3.8	1.4	1.4
Кварцевые жилы и прожилки на безрудных участках (Чапинско-Лебяжинская площадь)*																	
Р-1142	1858	0.10	0.01	0.31	0.04	0.06	0.29	0.04	0.04	0.02	0.12	64	7	5	0.1	0.3	0.0
С-1242	1403	0.38	0.02	1.25	0.00	0.17	0.81	0.16	0.17	0.06	0.16	42	0	0	0.0	0.0	0.1
Л1025	3790	0.16	0.01	0.46	0.02	0.02	0.25	0.07	0.06	0.04	0.06	1790	10	0	0.3	0.1	0.1
Р-1153	3054	0.29	0.01	0.25	0.03	0.08	0.25	0.03	0.02	0.03	0.33	30	1	3	0.2	0.1	0.0
Р-1192	1774	0.50	0.03	0.46	0.04	0.02	0.38	0.03	0.05	0.03	0.27	186	3	2	0.2	0.1	0.0
К-1085	1589	0.56	0.14	0.40	0.11	0.02	0.49	0.04	0.03	0.02	0.30	15	1	3	0.1	0.0	0.1
ВШ9К6	2174	0.49	0.01	0.79	0.00	-0.07	0.13	0.08	0.20	0.06	0.01	33	3	25	0.4	53.8	0.1

Примечание. * - образцы Е.Матвеевой.

Все остальные включения вторичны по отношению к кварцу-2. Наибольшей распространенностью пользуются включения *2-го типа*, содержащие около 25% газовой фазы и образующие несколько генераций, отличающихся температурами гомогенизации. Общий интервал $T_{гом}$ составил 230-280°C. По сравнению с первичными включения характеризуются более низкими $T_{пл}$ газогидрата, а также более высокими $T_{гом}$ углекислоты. Наиболее вероятно, что указанные отличия обусловлены в первую очередь снижением количества метана и азота в составе растворов. К *3-му типу* отнесены включения низкокипящих газов, гомогенные при комнатной температуре.

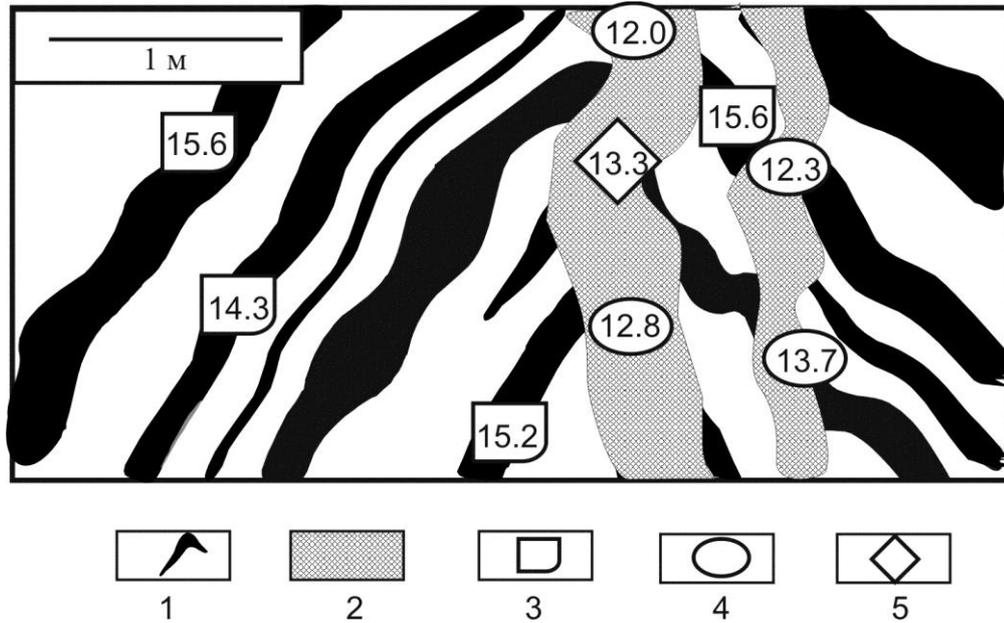
Рассмотренный практически непрерывный ряд сосуществующих включений, очевидно, отражает эволюцию флюида в период отложения золото-полисульфидного минерального комплекса.

Валовый анализ кварца дает более полное представление о составе флюидных включений в объеме месторождения. Наиболее контрастно по ряду параметров VI рудная зона отличается от глубоко залегающих слабопродуктивных кварцевых жил, отнесенных к VII жильной зоне. Флюидные включения продуктивного рудного уровня содержат преимущественно натриево-хлоридные существенно метановые растворы, в то время как на нижних горизонтах большую роль приобретают гидрокарбонат-ион, калий и углекислота.

Изотопно-геохимическая зональность Анализ результатов изотопных исследований показал, что выделяемые на месторождении типы сульфидной минерализации значительно различаются по изотопному составу серы (рис. 45, см. рис. 34). При этом закономерности пространственного размещения минеральных ассоциаций обусловили отчетливо зональное распределение $\delta^{34}\text{S}$ в объеме рудного поля (рис. 46).

В центральных частях рудных зон преимущественно проявлена золото-полисульфидная минерализация – пирротин-2 и пирит-2 с включениями арсенопирита-2, сфалерита, галенита, самородного золота. Указанные сульфиды отличаются наиболее низкими значениями $\delta^{34}\text{S}$, охватывающими интервал от +10 до +14‰ с четким максимумом $+12.5 \pm 1\%$. Сосуществующие пирит, арсенопирит, пирротин и сфалерит значительно не различаются по $\delta^{34}\text{S}$, что свидетельствует об отсутствии изотопного равновесия между ними.

Содержания золота в пробах пирита-2 (табл. 26) варьируют в очень широких пределах (от следов до сотен г/т) и зависят от тщательности очистки минеральных фракций. В частности, наиболее низкое содержание 0.01 г/т установлено в пирите ($\delta^{34}\text{S} +13.5\%$), находящемся в сростках с крупными выделениями самородного золота. В мономинеральных фракциях пирротина-2, очищенных магнитной сепарацией, концентрации элементов-примесей минимальны. С минеральными включениями, вероятно, связаны также повышенные концентрации сурьмы и кобальта, выявленные в пирите-2 с $\delta^{34}\text{S} +11...+12\%$.



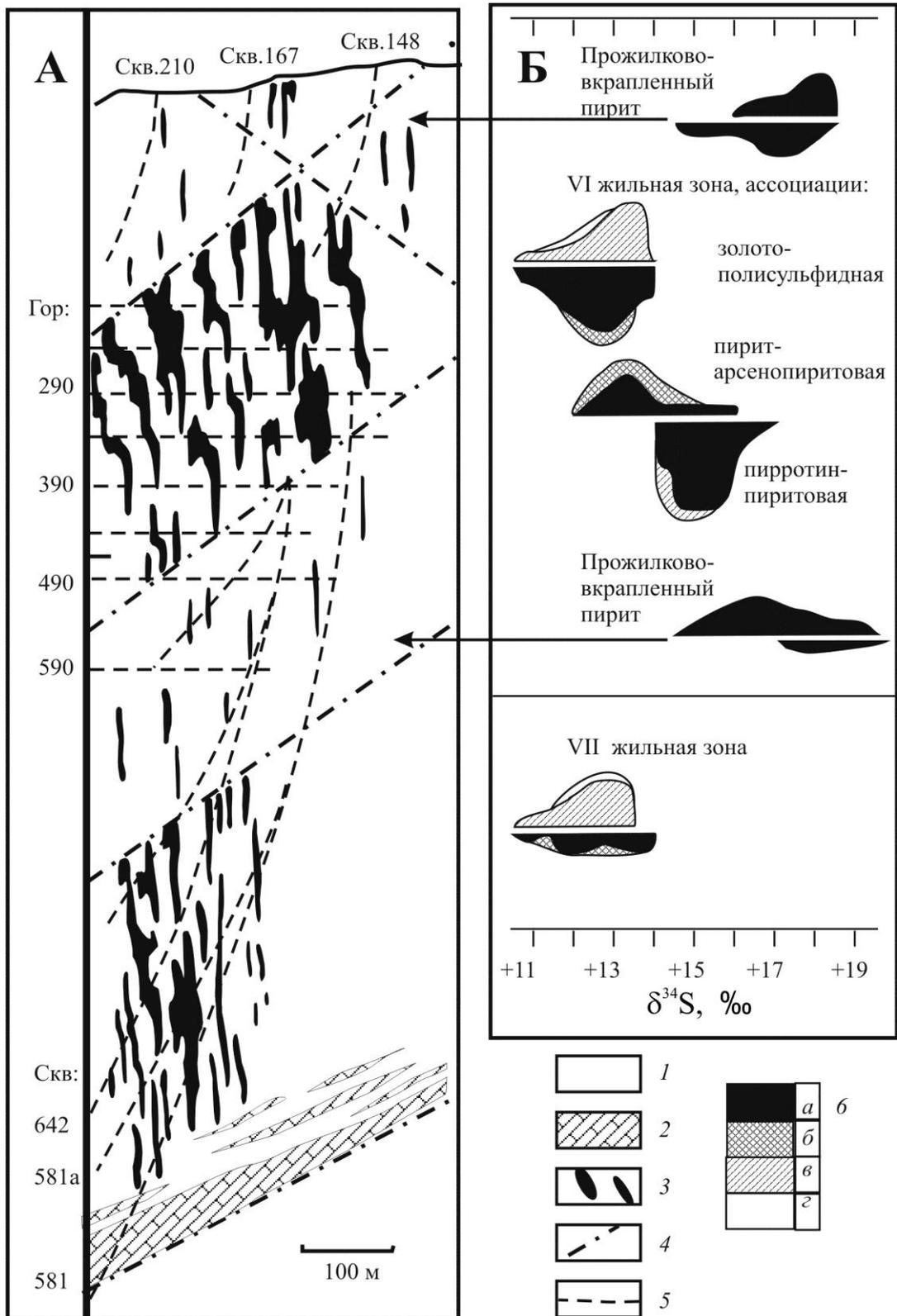
1 – кварцевые жилы с пиритом-1; 2 – зона развития золото-полисульфидной ассоциации; Указаны значения $\delta^{34}\text{S}$: 3 – пирита-1; 4 – пирротина-2; 5 – пирита-2 и арсенопирита-2 с самородным золотом.

Рис. 45 Взаимоотношения разновозрастных золото-сульфидных ассоциаций (месторождение Советское, VI р.з., гор. 340, кв. 92, р.т.1) [Кряжев и др., 2003]

Таблица 26 - Изотопный состав серы и концентрации элементов-примесей в сульфидах месторождения Советское

Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Содержание элементов, г/т.			
		Au	As	Sb	Co
<i>Осадочно-диагенетический пирит в породах за пределами рудного поля</i>					
Пирит	19.9 - 28.6	<u>0.004-0.51</u> 0.2	<u>53-230</u> 160	<u>0.4-17</u> 5	<u>3-50</u> 26
<i>Сульфиды рудных тел и околорудного ореола</i>					
Пирит-0	16.1-20.6	<u>0.01-3.5</u> 0.7	<u>73-1630</u> 720	<u>4-24</u> 7	<u>44-874</u> 412
Арсенопирит-1	12.3-15.1	<u>2.3-11.6</u> 4.7	-	<u>66-113</u> 91	<u><10-261</u> 105
Пирит-1	12.6-19.3	<u>0.2-14.7</u> 3.8	<u>43-2400</u> 1145	<10	<u>8-689</u> 204
Пирит-2	10.0-13.9	<u>0.01-38.4</u> 9.4	<u><10-1600</u> 471	<u><10-359</u> 36	<u>36-3290</u> 495
Пирротин-2	10.6-13.7	<u>0.01-0.8</u> 0.2	<u><10-284</u> 80	<10	<u>32-578</u> 256

Примечание в числителе – пределы содержаний, в знаменателе – средние значения.



1 – филлиты, сланцы; 2 – известняки; 3 – кварцевые жилы и зоны прожилков;
 4 – разломы; 5 – проекции выработок и скважин; 6 – минералы:
 а – пирит; б – арсенопирит; в – пирротин; г – сфалерит, халькопирит.

Рис. 46 Разрез через центральную часть месторождения Советское (А)
 и вариации изотопного состава серы сульфидов (Б) [Кряжев и др., 2003]

Пирит-1, слагающий внешние участки рудных тел, иногда совместно с небольшим количеством пирротина (пирротин-пиритовая ассоциация), в большей степени обогащен тяжелым изотопом серы ($\delta^{34}\text{S}$ в среднем составляет $+15\pm 1\%$, повышаясь до $+16.6\%$). Золото в пирите-1 распределено более равномерно, характерна повышенная мышьяковистость пирита (в среднем 0.1% As).

На участках совмещения разновозрастных ассоциаций, как правило, сосуществуют две генерации сульфидов с разным изотопным составом серы (см. рис. 46). При этом изотопная гетерогенность сохраняется в пределах штуфов, что свидетельствует о слабом взаимодействии растворов поздней стадии с ранее отложенными минералами. Подобная закономерность может быть связана с отсутствием боковой диффузии при относительно быстром движении флюида по системе трещин, т.е. при его *инфильтрации*.

За пределами контура рудных тел интенсивность сульфидной минерализации резко снижается. Кварцевые жилы и прожилки содержат здесь редкие выделения пирита-1, а во вмещающих углеродистых породах отмечаются ореолы сульфидной вкрапленности (пирит-0). К таким интервалам убогой прожилково-вкрапленной минерализации относятся участки, опробованные в зонах выклинивания изученных рудных тел по падению и восстанию, в зонах непромышленного кварц-сульфидного оруденения на флангах месторождения и его глубоких горизонтах (между VI и VII рудными зонами). Содержание тяжелого изотопа серы в сульфидах здесь достигает максимальных значений при относительно широкой дисперсии, $\delta^{34}\text{S}$ от $+14.5$ до $+20.6\%$. Близость изотопно-геохимических характеристик пирита-1 и пирита-0 позволяет отнести их к единому генетическому типу. Более поздние карбонат-сульфидные прожилки, иногда отмечаемые в зонах рассеянной минерализации, по $\delta^{34}\text{S}$ соответствуют сульфидам золото-полисульфидной ассоциации.

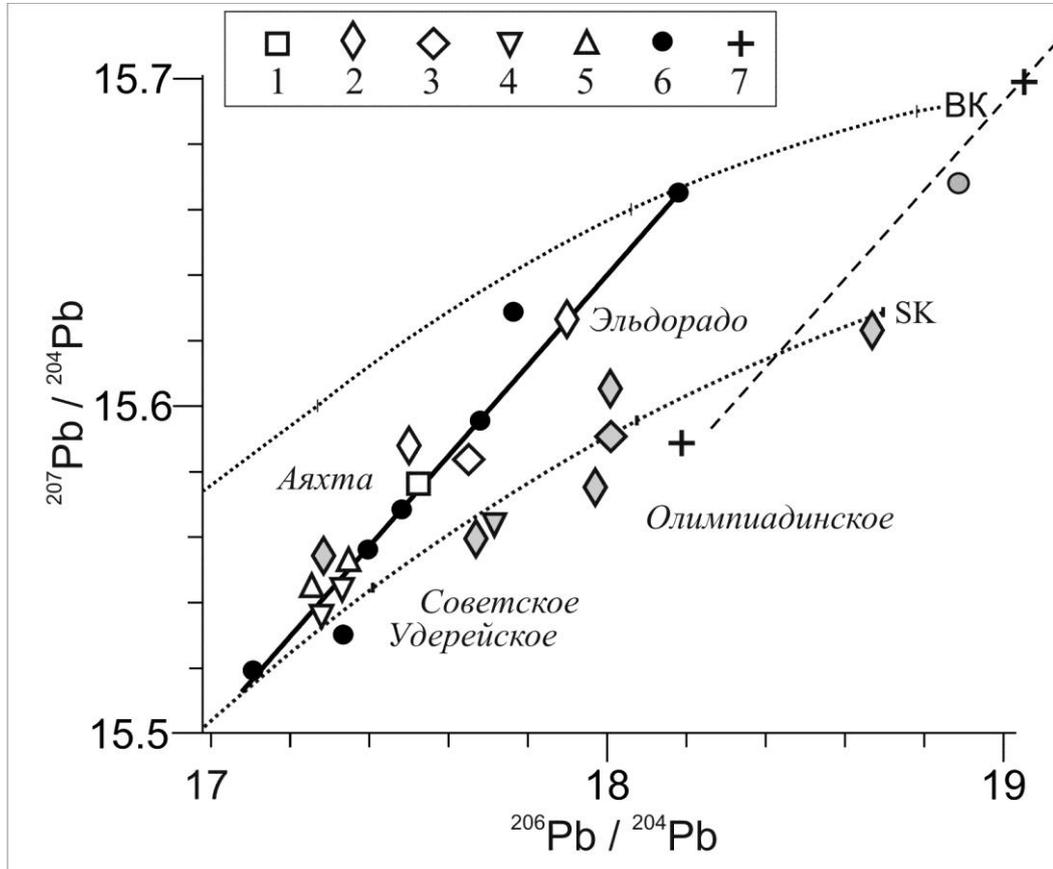
В целом сульфиды рудного поля характеризуются достаточно однородным изотопным составом серы – общий разброс составил не более 10% . Для раннего этапа оруденения характерна отчетливо выраженная центростремительная серноизотопная зональность с вектором $+20 \rightarrow +11\%$. Поздний этап минерализации отличается относительно постоянным изотопным составом $\delta^{34}\text{S} +12\pm 2$, сохраняющемся во всем интервале глубин. Эта закономерность свидетельствует о магматогенной природе золотоносных флюидов при коровом источнике серы в магматическом очаге. «Уникальность» изотопного состава серы этого очага в комплексе с его золотоносностью допускает вероятность вовлечения в рудно-магматическую систему золотоносных гидротермально-осадочных сульфидов.

Изотопный состав свинца. Сульфидные линзы, для которых по морфологическим признакам можно предполагать осадочно-диагенетическое происхождение, отмечены только в породах удерейской свиты. На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [Кряжев, Крымский, 2010] через точки изотопного состава свинца этих образований проходит прямая с наклоном 0.127 (рис. 47), что указывает на усредненный возраст источника свинцов 1.5 млрд. лет. (согласуется с вероятным временем осадконакопления) при возрасте минерализации 900 ± 50 млн. лет (соответствует времени гранитизации и метаморфизма по данным разных авторов).

Таким образом, в рассматриваемом случае начало второй стадии эволюции изотопного состава свинца может быть связано с разделением U и Pb в процессе седиментации. Возможно, это было обусловлено концентрированием урана на восстановительных барьерах – пластах углеродистых сланцев. Подобные ураноносные черные сланцы, входящие в состав кординской свиты, известны в Олимпиадинском рудном поле. Именно с их влиянием связан необычайно широкий разброс изотопных отношений свинца в рудах Олимпиадинского месторождения.

Как и в Ленском районе, изотопные отношения свинца в метаморфогенных сульфидах Енисейской провинции отчетливо стратифицированы. Однако, сульфиды в золотоносных жилах и метасоматитах содержат в своем составе совершенно другой свинец и образуют на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ достаточно компактную группу. В нее входит высозолотоносный арсенипирит Олимпиадинского золото-сульфидного месторождения (с наименее радиогенным свинцом), галенит главной продуктивной стадии месторождения Советское, галенит и антимонит золото-сурьмяного месторождения Удерейское. Перечисленные объекты удалены друг от друга на десятки километров.

Модельный свинцовый возраст золотоносной минерализации, рассчитанный по средним отношениям $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.31$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.55$ в соответствии с эволюционной моделью Стейси-Крамерса [Stacey, Kramers, 1975], составляет 890 млн. лет при $\mu=9.82$. Появление «нормального» свинца в региональной коровой рудно-магматической системе, вероятнее всего, является следствием извлечения Pb из большого объема пород и его изотопной гомогенизации. При этом другие рудогенные элементы, включая Au, могли иметь аналогичную геохимическую историю.



1–6 - сульфиды из золотоносных прожилков и метасоматитов: 1 – пирит, 2 – арсенопирит, 3 – пирротин, 4 – антимонит, 5 – галенит. Минералы из руд Олимпиадинского месторождения выделены серым цветом. 6 – осадочно-метаморфический пирит; 7 – пирит из черных сланцев [Савичев, Шевченко, Розинов, 2006]. Показаны кривые эволюции изотопного состава свинца по модели [Stacey, Kramers, 1975] (SK) и [Доу, Зартман, 1982] для верхней коры (BK). Изотопные анализы (TIMS) выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Рис. 47. Диаграмма изотопного состава свинца сульфидов золоторудных месторождений и проявлений Енисейского кряжа [Кряжев, Крымский, 2010]

3.4. СРЕДНЯЯ АЗИЯ

3.4.1. Месторождение Мурунтау

В данном разделе приведены итоги многолетних исследований автора по изучению условий формирования уникального золоторудного месторождения Мурунтау. Месторождение расположено в Западном Узбекистане и входит в число золоторудных гигантов мирового уровня. По запасам, которые составляют около 5 тыс. тонн золота, месторождение на порядок превосходит близкие по геологическому строению аналоги и считается крупнейшим в мире объектом гидротермального класса [Wilde, Layer, Mernagh et al., 2001]. На протяжении десятков лет месторождение привлекает внимание исследователей и служит основой для разработки моделей формирования крупных и сверхкрупных рудных концентраций.

Основные сведения о геологическом строении рудного поля, вещественном составе руд и последовательности минералообразования содержатся в работах С.Д.Шера, А.Т.Бендика, Г.В.Касавченко, Ю.Г.Зарембо, Н.П.Нестеровой, Г.М.Чеботарёва, П.Н.Подкопаева, Х.Р.Рахматуллаева и других геологов. Всесторонний анализ фактических материалов позволил указанным авторам сделать вывод о связи оруденения с герцинским гранитоидным магматизмом. В последующие десятилетия на примере Мурунтау интенсивно разрабатывались модели метаморфогенно-осадочного рудообразования. В.Г.Гарьковец указал на литолого-стратиграфический контроль оруденения и отнес Мурунтау к типу сингенетично-эпигенетичных месторождений [Гарьковец, 1973]. Н.К.Курбанов с соавторами [Курбанов, Арифлулов, Кучеровский и др., 1994], Ч.Х.Арифлулов с соавторами [Арифлулов, Романов, Вишневская, 1994; Арифлулов, 2014], В.Ф.Проценко [Проценко, 2008] большое значение в первичном концентрировании металлов отводили гидротермально-осадочной деятельности. По представлениям этих исследователей, последующее перераспределение золота происходило при элизионно-катагенетических преобразованиях, региональном метаморфизме, воздействии термофлюидных систем, связанных с гранитными батолитами. В результате указанных процессов стратиформные горизонты конкреционно-вкрапленных руд в пределах рудного поля Мурунтау были полностью регенерированы. Никто из упомянутых авторов не представил ни одного убедительного доказательства присутствия на Мурунтау хотя бы реликтов гидротермально-осадочного пирита.

Согласно представлениям других исследователей значительную роль при формировании руд играли процессы мантийного углеродистого метасоматоза [Иванкин, Назарова, 1988; Томпсон, Тананаева, Полякова, 1989], «пирит-пирротинового перехода» [Кременецкий, Лapidус, Скрыбин, 1990], флюидно-магматического замещения [Маракушев, Хохлов, 1992].

Справедливости ради надо отметить, что А.А.Маракушев, детально ознакомившись с нашей коллекцией руд, безусловно признал в них типичные калишпат-кварцевые метасоматиты и от своей гипотезы отказался.

Число предложенных рудогенетических концепций тем не менее растет [Барышев, 2013] и свидетельствует о том, что проблема генезиса месторождения Мурунтау достаточно сложна и до настоящего времени остается остро дискуссионной.

При разработке изотопно-геохимической модели месторождения автор попытался максимально полно использовать всю совокупность установленных геологических, геохимических, термобарогеохимических фактов и свести их в единую систему с минимальными внутренними противоречиями между отдельными элементами. Выполнено большое число изотопных и других анализов. Все первичные данные можно найти в монографии автора [Кряжев, 2002].

Основные черты геологического строения

Золоторудное месторождение Мурунтау расположено в пределах уникального по своей продуктивности протяженного металлогенического пояса Южного Тянь-Шаня (рис. 48).

Рудные тела локализованы в толще метаморфизованных песчаников, алевролитов и сланцев сравнительно однотипного состава, переслаивающихся между собой (рис. 49). Ввиду полного отсутствия в разрезе надежных маркирующих горизонтов и сильной фациальной изменчивости схема расчленения толщи неоднозначна. На основании детального изучения органических остатков А.К.Бухариным [Бухарин, 1984] было предложено следующее стратиграфическое разделение.

Тасказганская свита (Є—O₂s) мощностью около 2000 м включает наиболее древние отложения района. Для типовых разрезов характерны эпидот-плаггиоклаз-амфибол-хлоритовые сланцы, которые реконструируются как океанические толеитовые базальты, их туфы и продукты перемыва, а также полосчатые углеродистые кварциты, кремнисто-углеродистые сланцы и карбонатные породы. Вулканогенно-кремнисто-карбонатные отложения распространены локально и фациально сменяются терригенными песчано-сланцевыми толщами. Кремнисто-карбонатные породы тасказганской свиты выходят на поверхность в 30 км к западу от рудного поля Мурунтау. На рудном поле, по данным сверхглубокого бурения, разрез представлен *исключительно терригенными породами*.

Бесапанская свита (мощностью до 5000 м) разделена на четыре подсвиты с согласным стратиграфическим залеганием.

Первая, или «черный бесапан» (O₂bs₁) представляет собой метатерригенную флишоидную толщу с преобладанием углеродисто-сланцевых сланцев. Ее мощность достигает 1000 м, однако в разрезе СГ-10 составляет около 300 м.

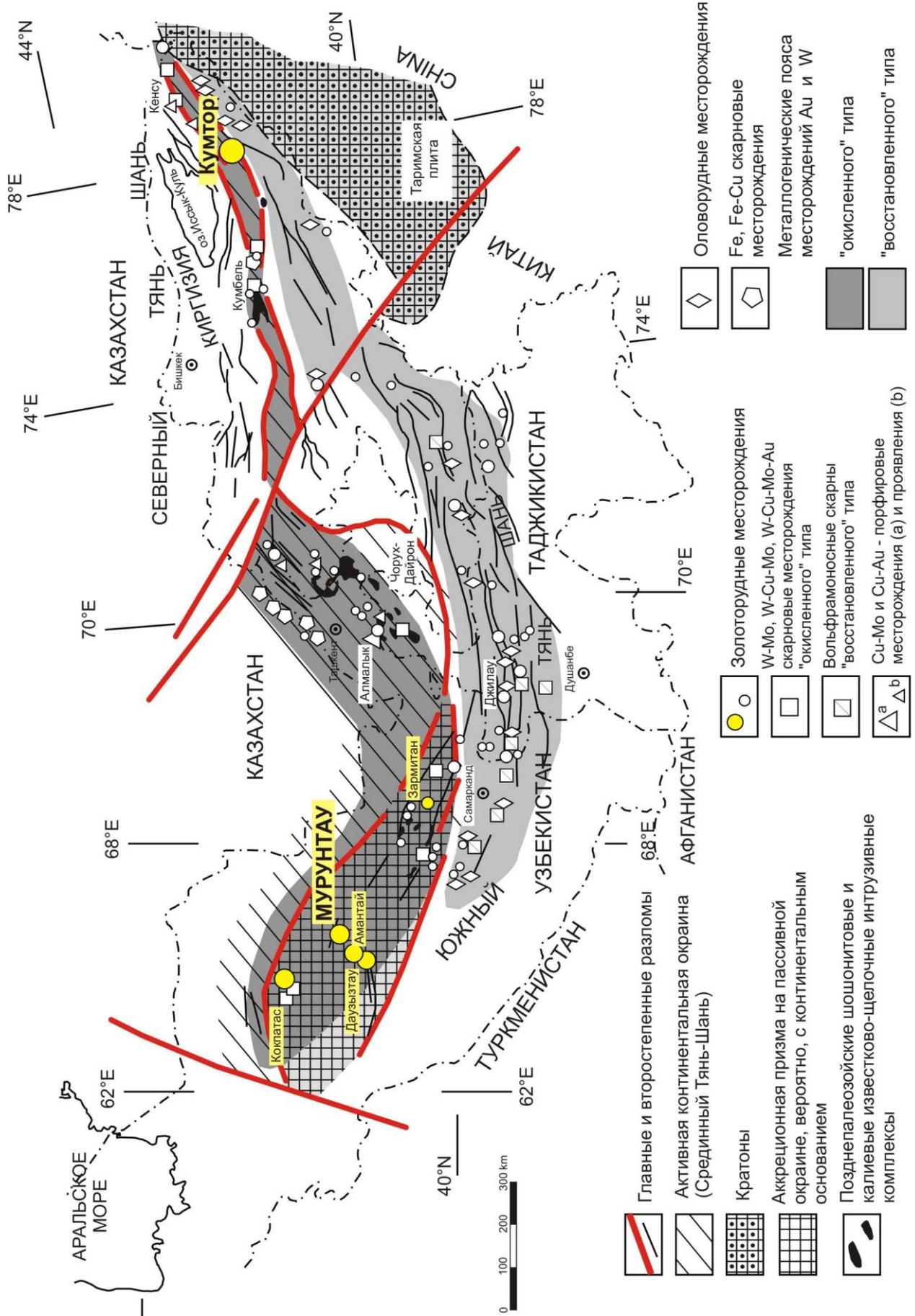
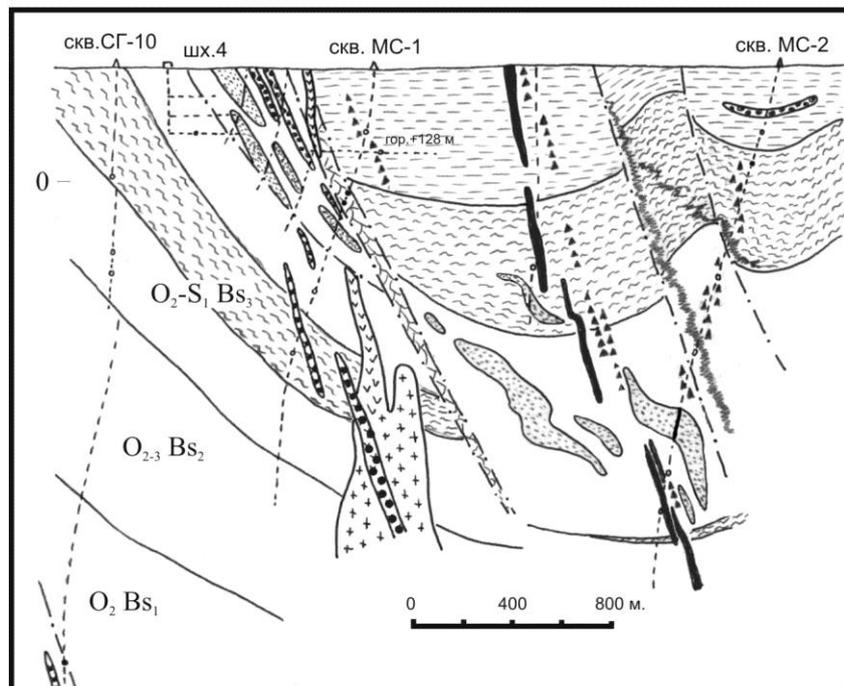
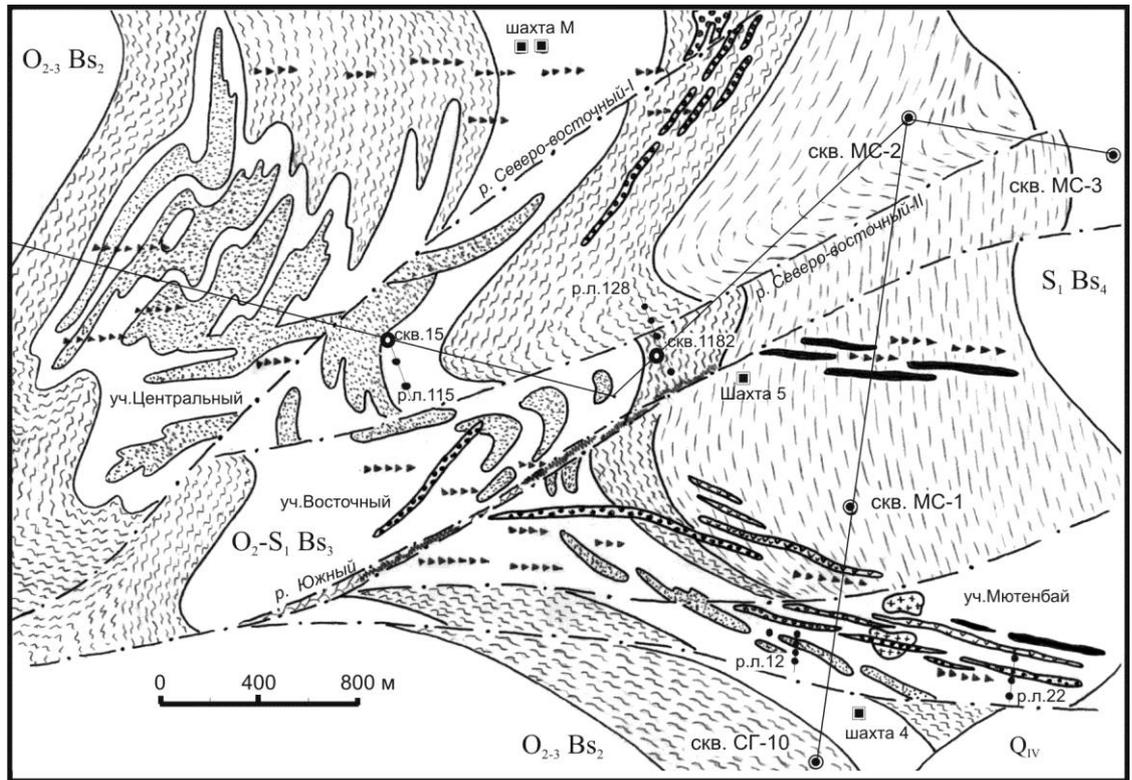


Рис. 48. Положение изученных золоторудных месторождений в региональных структурах [Yakubchuk et al., 2005; Soloviev, Krgyzhev, 2017]



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

Литопачки: 1 — песчано-сланцевая, 2 — сланцевые, 3 — существенно алевропесчанистые; магматические породы: 4 — мигматит-граниты, 5 — субщелочные граниты-гранодиориты, 6 — субщелочные диориты, 7 — дайки субщелочных гранитоидов, 8 — дайки лампрофиров; 9 — кварц-пирит-турмалиновая минерализация; 10 — жилы пострудного кварца; 11 — разрывные нарушения; 12 — золоторудные тела (Au > 2 г/т)

Рис. 49. Геологическая схема месторождения Мурунтау (по материалам Д.Г.Ажгирея, А.Т.Бендика. Ш.Ш.Сабдошева) и разрез по линии СГ-10 — МС-2 [Кряжев, 2002]:

Вторая, или «серый бесапан» ($O_{2-3}bs_2$) мощностью до 1000 м отличается монотонным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Нижняя граница, как правило, проводится по появлению в разрезе песчаников.

Третья, или «пестрый бесапан» ($O_3-S_1bs_3$) характеризуется последовательной сменой снизу вверх алевролитов и аргиллитов песчано-гравийными отложениями. Отмечаются экзотические тела кварцитов и карбонатные породы. Мощность подсвиты изменяется по простиранию от 2000 м до полного исчезновения.

Четвертая, или «зеленый бесапан» (S_1bs_4) представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами суммарной мощностью до 1000 м. Типичные признаки толщи — ясно выраженная слоистость и разнообразные внутрислоевые структуры — косая и градиционная слоистость, гиероглифы.

Рудовмещающей (и рудоносной) формацией считается третья подсвита — «пестрый бесапан». Однако в пределах рудного поля Мурунтау породы отличаются от типовых разрезов пестробесапанской подсвиты, на что впервые обратил внимание А.Т.Бендик. Выделенная этим исследователем мурунтауская свита развита только в пределах рудного поля и отличается преобладанием мелкозернистых пород (алевролитов) с повышенной кремнекислотностью. По мнению Н.К.Курбанова, данный факт свидетельствует о значительной фациальной изменчивости отложений пестробесапанской подсвиты и прибрежной обстановке осадконакопления. По представлениям других авторов мурунтауская «линза» — не стратиграфическая единица, а тектоническая зона [Мухин, Савчук, Колесников, 1988] или метасоматическое тело [Wilde, Layer, Mernagh et al., 2001]. Подобная неопределенность приводит к тому, что пестробесапанскую подсвиту на рудном поле иногда выделяют по результатам опробования на золото [Кременецкий, Лапидус, Скрыбин, 1990] и в то же время ее повышенную золотоносность используют в качестве доказательства осадочной природы высоких концентраций металла [Проценко, 2008; Арифуров, 2014].

Из рассмотренных материалов видна условность разделения монотонного разреза нижнепалеозойских терригенных пород на подсвиты. Более надежно выделяются две формации — кремнисто-карбонатная и терригенная. Золоторудные месторождения и рудопроявления выявлены как в нижней части разреза в породах тасказганской свиты (Песчаное, Жолдас и др.), так и в верхней, иногда относимой к «зеленому бесапану» (Амантайтау). Известны они и на более высоких уровнях — в породах карбона (Кокпатас). Мелкие проявления золота (от первых до 15 г/т) выявлены на протяжении всего 4-километрового разреза, вскрытого скв. СГ-10. В то же время детальное опосискование обширных площадей развития пестробесапанской подсвиты дало отрицательные результаты. Таким образом, четкий стратиграфический контроль в распределении золотого оруденения Кызылкумской провинции, очевидно, отсутствует.

Ордовикско-силурийские породы к северу от рудного поля перекрыты карбонатными и терригенными отложениями девона—карбона. В случае стратиграфических соотношений с подстилающими породами в их основании повсеместно присутствует фациально изменчивый горизонт грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов мощностью до 50 м. Среди обломков наблюдаются жильный кварц, кремнистые породы, филлитовидные кварц-альбит-серицитовые сланцы, метаморфизованные углеродсодержащие песчаники и алевролиты. Залегающие выше отложения представлены доломитами с линзами песчаников (D—C₁), которые перекрыты слоистыми известняками с горизонтом бокситоподобных пород в основании (C_{1—2}).

Терригенная (флиш-олистостромовая) формация (C₂) залегает стратиграфически согласно на породах карбонатной формации. Верхняя граница повсеместно тектоническая. Отложения представлены сильно рассланцованными, давленными и мятыми углистыми песчаниками и алевролитами, конгломератами, валунниками.

Молассоидная формация (C_{2—3}) состоит из толщи грубообломочных пород. В составе обломков отмечены известняки, кремнистые породы, альбитофиры, амфиболиты, габбро, диабазы, диориты, тоналиты, сиенит-порфиры. Содержит большое количество переотложенной фауны. Самые молодые остатки относятся к московскому ярусу позднего карбона.

Структура рудного поля характеризуется сочетанием пликативных и дизъюнктивных нарушений [Шер, 1972]. Месторождение Мурунтау расположено в северном крыле крупной Тасказганской антиклинали, которое осложнено южной синклиналью и мурунтауской антиклиналью, а также многочисленными мелкими складчатыми нарушениями (рис. 49).

По морфологическим признакам рудное поле представляет собой весьма крупный по размерам штокверк, распределение оруденения внутри которого весьма неравномерно. Один из важнейших элементов структуры месторождения — рудовмещающая тектоническая зона, имеющая в целом северо-западное простирание с падением в восточном направлении под углами 0—45°.

Центральная часть месторождения пересечена серией разломов северо-восточного простирания (Северо-восточный-I, Северо-восточный-II, Южный). Они разделяют рудное поле на ряд тектонических блоков, которые выделяются в качестве участков (рудных залежей). Амплитуды перемещений по разломам составляют десятки метров. Выделяются три крупных участка — Центральный (включающий рудные залежи 1 и 2), Восточный и Мютенбай. В свою очередь участки подразделяются на рудные зоны и тела. Границы зон устанавливаются только по данным опробования. Геологически рудные зоны представлены кулисообразно расположенными кварцевыми жилами, окаймленными штокверковыми зонами согласного и секущего прожилкования.

Для внутреннего строения рудных тел характерны различные по направлению и мощности кварцевые и сульфидные прожилки, имеющие как секущее, так и субсогласное положение относительно вмещающих пород.

Минеральный состав руд сравнительно прост. На 94—98% они сложены жильными и породообразующими минералами — кварцем, полевыми шпатами, слюдами. Из рудных минералов присутствуют арсенопирит, пирит, пирротин и шеелит, в небольших количествах халькопирит, сфалерит, висмутин и миаргирит. Во всех минералах были отмечены включения самородного золота. Большинство геологов оруденение Мурунтау связывало с формированием арсенопирит-кварцевой минерализации. Отношение Au/Ag в руде составляет 20/3. Золото присутствует главным образом в самородном виде, гравитационной сепарацией и цианированием из руд извлекается около 95% металла. Пробность золота по данным разных исследователей изменяется в широких пределах.

Таким образом, месторождение Мурунтау локализовано в терригенной углеродистой толще ордовикско-силурийского возраста. Рудные тела выделяются по данным опробования в пределах штокверковых зон, расположенных в крупной тектонической зоне. Руды сложены кварцем, полевыми шпатами, слюдами и сульфидами (арсенопирит, пирит, пирротин), широко распространен шеелит. Преобладает свободное самородное золото.

Изотопно-геохимические особенности вмещающих пород

Существующие взгляды на природу восстановленного углерода терригенных толщ расходятся. Присутствие в породах органических остатков позволяет предполагать его биогенное происхождение. Вместе с тем, повышение концентраций $C_{\text{орг}}$ в зонах разломов, по мнению ряда исследователей, может указывать на привнос углерода глубинными восстановленными флюидами на орогенном этапе развития территории [Иванкин, Назарова, 1988]. Поэтому вполне вероятно, что зоны «углеродистого метасоматоза» будут отличаться от неизмененных осадочных пород по $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества. Любое относительное повышение концентраций $C_{\text{орг}}$, сопровождаемое увеличением $\delta^{13}\text{C}$, может служить указанием на возможный привнос в породы ювенильного углерода. С учетом этого положения рассмотрим изотопно-геохимические параметры терригенных пород в рудном поле и за его пределами.

Метаморфические породы района. За пределами рудного поля верхняя часть разреза бесапанской свиты («зеленый бесапан») была изучена по скв. 6010 и 6012 (Восточный Амантайтау). Средняя часть разреза, которую относят к фациальным аналогам рудовмещающих пород Мурунтау («пестрый бесапан»), исследована по профилю поисковых скважин (скв. 260,

258, 252), пройденных на Южно-Тамдытауской площади в 30—35 км к западу от Мурунтау. Скв. 254 вскрывает здесь наиболее нижнюю часть разреза, относимую к «серому бесапану». Нижележащие кремнисто-карбонатно-терригенные отложения изучены по керну структурной скв. ГД-2 и на поверхности.

Петрографическое изучение и рентгенофазовый анализ всех образцов показали, что для них характерен парагенезис мусковит-альбит-хлорит-органическое вещество, соответствующий мусковит-хлоритовой ступени зеленосланцевой фации. Сульфидная минерализация в изученных разрезах практически отсутствует. Rb-Sr возраст пород определен по двум параллельным изохронам и составляет 401 ± 11 млн.лет [Костицын, 1996]. При этом точки на изохронах характеризуют породы различных стратиграфических уровней и участков, удаленных по латерали на 10 км. Таким образом, принадлежность пород к региональному метаморфическому фону доказана однозначно. Также можно утверждать, что присутствующее в этих породах органическое вещество имеет додевонский возраст.

Изотопные исследования метаморфических пород (табл. 27) свидетельствуют о значительной изменчивости как концентраций органического вещества ($C_{\text{орг}}$ 0.1—81%), так и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (от -28.6 до -24.2%). При этом наблюдается определенная закономерность в распределении $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ по разрезу: двукратная смена карбонатно-кремнисто-терригенных отложений флишоидными сопровождается снижением $\delta^{13}\text{C}$ на 2—3‰.

Проанализированные породы значимо различаются также по начальному изотопному составу стронция, что связано с увеличением доли континентального материала вверх по разрезу [Костицын, 1996]. Изотопно-углеродные данные согласуются с этим выводом, поскольку континентальная органика обогащена легким изотопом ^{12}C относительно морской [Галимов, 1973]

В разрезе скв. ГД-2, расположенной в 30 км к западу от рудного поля, присутствуют линзы концентрированного органического вещества (до 81% $C_{\text{орг}}$). Аналогичные образования отмечены нами и в скв. СГ-10 на глубинах более 1300 м. Рентгеноструктурным анализом установлено, что вещество представляет собой переходную разность между антрацитом и полуграфитом. Идентичность $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ отмеченных линз и вмещающих терригенных песчано-сланцевых отложений указывает на единую сингенетичную природу концентрированного и рассеянного органического вещества.

Породы рудного поля Мурунтау. В рудном поле исследованы внешне не измененные углеродистые породы. Общая мощность изученного разреза составляет около 6 км: от контакта с «зеленым бесапаном» в скв. МС-3 до глубины 4 км в скв. СГ-10. Сравнительный анализ $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ алевропесчаников и сланцев, слагающих микроритмы, не выявил значительных отличий между различными типами пород.

Таблица 27 Изотопный состав и концентрация органического углерода метаморфических пород

Номер по порядку	Участок	Порода	Толща	$C_{орг}, \%$	$\delta^{13}C_{орг}, \text{‰}$
<i>Восточный Амантайтау</i>					
1	Скв. 6010	Алевролит	S_1bs_4	0.3	-28.0
2	Скв. 6012	«	S_1bs_4	0.1	-28.1
<i>Южный Тамдытау</i>					
3	Скв. 260	Сланец	$O_3-S_1bs_3$	1.1	-25.2
4	Скв. 258	Алевролит	$O_3-S_1bs_3$	1.8	-26.3
5	Скв. 252	«	$O_3-S_1bs_3$	0.7	-26.5
6	Скв. 254	Алевропесчаник	$O_{2-3}bs_2$	1.4	-27.6
7	Скв. 254	«	$O_{2-3}bs_2$	1.5	-28.2
8	Скв. 254	Сланец	$O_{2-3}bs_2$	3.0	-28.6
<i>Урочище Тасказган</i>					
9	Поверхность	Метакварцит	$\epsilon-Ots$	0.2	-26.5
10	Скв. ГД-2/1253 м	«	$\epsilon-Ots$	5.5	-24.2
11	Скв. ГД-2/422 м	Линза ОВ	$\epsilon-Ots$	81	-25.5
12	Скв. ГД-2/566 м	«	$\epsilon-Ots$	63	-25.5
<i>Скв. СГ-10</i>					
13	1296 м	Алевропесчаник	$O_{2-3}bs_2$	0.7	-28.8
14	1380 м	Линза ОВ	$O_{2-3}bs_2$	9.3	-28.6
15	3040 м	«	$\epsilon-Ots$	75	-28.8

Таблица 28 Изотопный состав и концентрация органического углерода в породах рудного поля

Участок (пачка)	$\delta^{13}C, \text{‰}$			$C_{орг}, \%$			Число проб
	От	До	Среднее	Среднее	От	До	
<i>Алевропесчаники, алевролиты, аргиллиты</i>							
МС-2 (<750 м), МС-3 (<1500 м)	-29.3	-26.5	-28.4	1.1	0.10	2.6	16
МС-2 (>750 м), МС-3 (>1500 м), р.л.128	-27.8	-23.7	-25.7	0.6	0.06	1.9	25
Мюгенбай: р.л.12, 22, СГ-10<500 м	-28.3	-22.0	-25.0	0.4	0.05	1.6	57
СГ-10 инт. 500—1270 м	-26.4	-23.0	-24.7	0.8	0.06	3.8	36
СГ-10 инт. 1270—1700 м	-28.8	-24.6	-26.6	0.7	0.13	1.7	21
СГ-10 инт. 1700—2400 м	-27.2	-22.8	-24.8	0.8	0.08	2.8	31
СГ-10 инт. 2400—4000 м	-27.3	-22.8	-25.2	0.9	0.10	2.2	33
Рудное поле в целом	-29.3	-22.0	-25.4	0.7	0.05	4.4	218
<i>Тектониты (милониты, зоны смятия и др.)</i>							
Рудное поле в целом	-29.4	-23.0	-26.7	4	0.30	20.7	45

Как видно, в среднем породы рудного поля не отличаются от своих фоновых стратиграфических аналогов по $\delta^{13}C_{орг}$. Распределение этого показателя в разрезе здесь также носит ритмично-зональный характер. Выделяются две пачки с пониженными $\delta^{13}C$: в интервале 1270—1700 м разреза скв. СГ-10 (относится к «серому беспану») и верхняя толща углеродистых сланцев и алевропесчаников (может рассматриваться как переходная от «пестрого» к «зеленому беспану»). Таким образом, изотопные данные свидетельствуют в пользу сингенетичной природы органического вещества.

Между концентрациями органического углерода и $\delta^{13}C_{орг}$ установлена четкая обратная зависимость: коэффициент корреляции равен -0.219 при критическом значении 0.140 на 5%-

ном уровне значимости. Данная закономерность позволяет предполагать возможность привноса и/или выноса изотопно-легкого углерода, но отрицает вероятность привноса тяжелого ювенильного углерода в породы рудного поля.

Геохимические особенности органического вещества. Концентрации металлов определяли нейтронно-активационным методом в породах и органическом веществе, которое было выделено из пород флотацией (табл. 29). За исключением одной пробы, отобранной на контакте рудного тела, связанное с органикой золото составило не более 30% его общего количества в породе. Из других проанализированных элементов с органическим веществом связан только иридий. Содержания золота в органическом веществе в целом не превышают 0.5 г/т, что при средних содержаниях $C_{орг}$ около 1% составит 5 мг на 1 т породы. Своеобразный природный концентрат органического вещества представляют собой отмеченные линзы концентрированной органики. Для них характерны высокие содержания урана, редких земель, иридия, кобальта, хрома и рядовые содержания золота.

Таблица 29. Распределение элементов-примесей в породах и органическом веществе

Участок	Характеристика проб	$C_{орг}, \%$	$\delta^{13}C, \%$	Au	U	Sm	Eu	Co	Cr	Ir
		г/т								
<i>Алевропесчаники, алевролиты, аргиллиты</i>										
Рудное поле	Среднее из 62 анализов	0.4	-25.2	0.022	5.7	7.1	1.4	50.1	109	Н.о.
Скв. МСЗ 475–1373 м (объединенная)	Исходная проба	0.6	-27.7	0.013	4.3	7.0	<0.5	Н.о	Н.о	<0.005
	Концентрат ОВ	Н.о	Н.о	0.470	3.3	7.6	4	Н.о	Н.о	0.060
<i>Тектониты (милониты, зоны смятия и др.)</i>										
Рудное поле	Среднее из 8 анализов	3.4	-27	0.034	9.1	9.7	1.8	33.6	134	Н.о
Мютенбай	Исходная проба	1.7	-25.7	0.040	6	7.3	<0.5	Н.о	Н.о	0.010
	Концентрат ОВ	Н.о	Н.о	0.410	<0.5	0.7	0.6	Н.о	Н.о	0.085
Карьер–контакт рудного тела	Исходная проба	5	-27.1	0.080	7.1	7.9	2.9	Н.о	Н.о	0.018
	Концентрат ОВ	Н.о	Н.о	1.600	5.6	3.0	9.5	Н.о	Н.о	1.900
Карьер Южный разлом	Исходная проба	7.2	-26.6	0.086	15	9.2	2.7	Н.о	Н.о	0.020
	Концентрат ОВ	Н.о	Н.о	0.360	2	5.9	3.1	Н.о	Н.о	0.033
<i>Линзы концентрированного органического вещества (ОВ) в алевропесчаниках</i>										
СГ-10/1296 м	Алевропесчаник	0.7	-28.8	0.008	1.9	Н.о	Н.о	8	95	Н.о
СГ-10/1380 м	Линза ОВ	9.3	-28.6	0.051	65	Н.о	Н.о	234	182	Н.о
ГД-2/571 м	Алевропесчаник	Н.о	Н.о	0.004	0.7	6.2	1.9	Н.о	Н.о	<0.005
ГД-2/422 м	Линза ОВ	81	-25.5	0.013	90	85	15	Н.о	Н.о	0.610

Примечание: Н.о. — элемент не определялся.

Концентрации золота в породах. В литературе приведены сведения о наличии в рудном поле неминерализованных углеродистых пород, содержащих золото в количестве свыше 200 мг/т [Гарьковец, 1973]. В изученных нами скважинах и подземных выработках такие породы отсутствуют. По результатам нейтронно-активационных анализов среднее содержание золота во вмещающих углеродистых породах составило 22 мг/т при вариациях от 1 до 130 мг/т. Более высокое среднее значение (57 мг/т) приведено А.А.Кременецким с соавторами [Кременецкий, Лапидус, Скрыбин, 1990]. Очевидно, что повышенный геохимический фон в пределах рудного поля может быть связан с наложенными процессами.

На удалении от известных рудных полей породы бесапанской свиты характеризуются на порядок меньшими содержаниями золота. В.А.Бархударов и Ю.Н.Шашорин [Бархударов, Шашорин, 1985] ядерно-физическими методами проанализировали более 1200 проб регионально-метаморфических пород, привлекли многочисленные данные других исследователей. При значительных вариациях от следов до 50 мг/т средние содержания золота для всех возвышенностей Кызылкумов оказались близкими, а в пределах Южного Тамдытау изменялись от 1.8 до 31.4 мг/т и в среднем составили 7.4 мг/т. В породах кремнисто-карбонатной формации концентрации металла значительно ниже.

Таким образом, органическое вещество метатерригенных пород имеет сингенетично-осадочную природу и характеризуется $\delta^{13}\text{C}$ от -22 до -29% . Участки накопления органического вещества характеризуются геохимическими аномалиями урана, молибдена, ванадия, иридия. Золото, связанное с органическим веществом, составляет до 30% общего содержания металла в породе. Концентрации золота в регионально-метаморфизованных «фоновых» породах района составляют в среднем 7 мг/т. Рудное поле характеризуется положительным геохимическим ореолом — содержания золота во вмещающих породах возрастают здесь в среднем до 57 мг/т. Близость изотопно-геохимических параметров пород рудного поля и их стратиграфических аналогов в Южном Тамдытау, отсутствие восстановленного углерода в рудных телах, а также в целом низкие концентрации благородного металла в породах, обогащенных органическим веществом, не позволяют отводить последнему значительную роль в рудообразующем процессе.

Магматические породы рудного поля

Магматизм Кызылкумского региона изучался И.Х.Хамрабаевым, И.В.Мушкиным, З.А.Юдалевичем и др. Достаточно полный обзор этих исследований содержится в работе Б.Я.Вихтера [Вихтер, 1978]. В отношении количества ассоциаций магматических пород (комплексов, формаций, серий) и их возраста нет единого мнения. В большой мере это связано с ареальным распространением интрузивных пород, имеющих сходные петрохимические и геохимические особенности. Отмечено, что золоторудная минерализация по времени формирования теснее всего ассоциирует с комплексом диасхистовых даек $\text{C}_3\text{—P}_1$, особенно с лампрофирами.

Ближайший к рудному полю крупный интрузивный массив — Шарыктинский шток, вскрытый скважинами в Сардарьинской впадине под чехлом мел-палеогеновых отложений в 10 км к югу от Мурунтау. Скв. СГ-10 вскрыла граниты на глубине 4 км. Непосредственно в пределах месторождения магматические породы представлены пучками даек пестрого состава (см. рис. 49). В юго-восточной части рудного поля расположен Мютенбайский шток габбро-диоритов и гранодиоритов, размером 200×300 м.

Мурунский гранитный массив. Сверхглубокой скв. СГ-10 в интервале 4005—4238 м вскрыты полнокристаллические магматические породы гранитного состава. Они слагают крупные тела, разделенные маломощными (от 2 до 10 м) интервалами вмещающих метаспород. Ниже (до забоя на глубине 4250 м) керн представлен метатерригенными породами. Фактически вскрыто аддитивное пластообразное магматическое тело суммарной мощностью около 250 м. По минеральному и химическому составам породы определяются как микроклин-альбитовые лейкограниты [Кряжев, 2002].

В экзоконтакте массива (инт. 3556—3946 м) скв. СГ-10 пересечены более 10 магматических тел мощностью от первых сантиметров до 3 м. Контакты с вмещающими породами резкие, без оторочек закалки. Иногда наблюдаются нитевидные (1—3 мм) апофизы, параллельные полосчатости вмещающих пород. Тела сложены мелкозернистой лейкократовой породой гранитного состава, небольшое количество первичного биотита замещено мусковитом, отмечены включения граната и турмалина. Вмещающие метатерригенные породы полностью перекристаллизованы, биотитизированы. По слюдыстым разностям развивается андалузит, ореолы которого пространственно тяготеют к гранитоидным телам. Отмечены овальные порфиробласты калиевого полевого шпата. Породы интервала в целом можно определить как мигматиты. Перечисленные особенности свидетельствуют о том, что скважиной вскрыта краевая часть гранитного массива, внедрение которого сопровождалось магматическим замещением и метасоматическими преобразованиями метаосадочных пород.

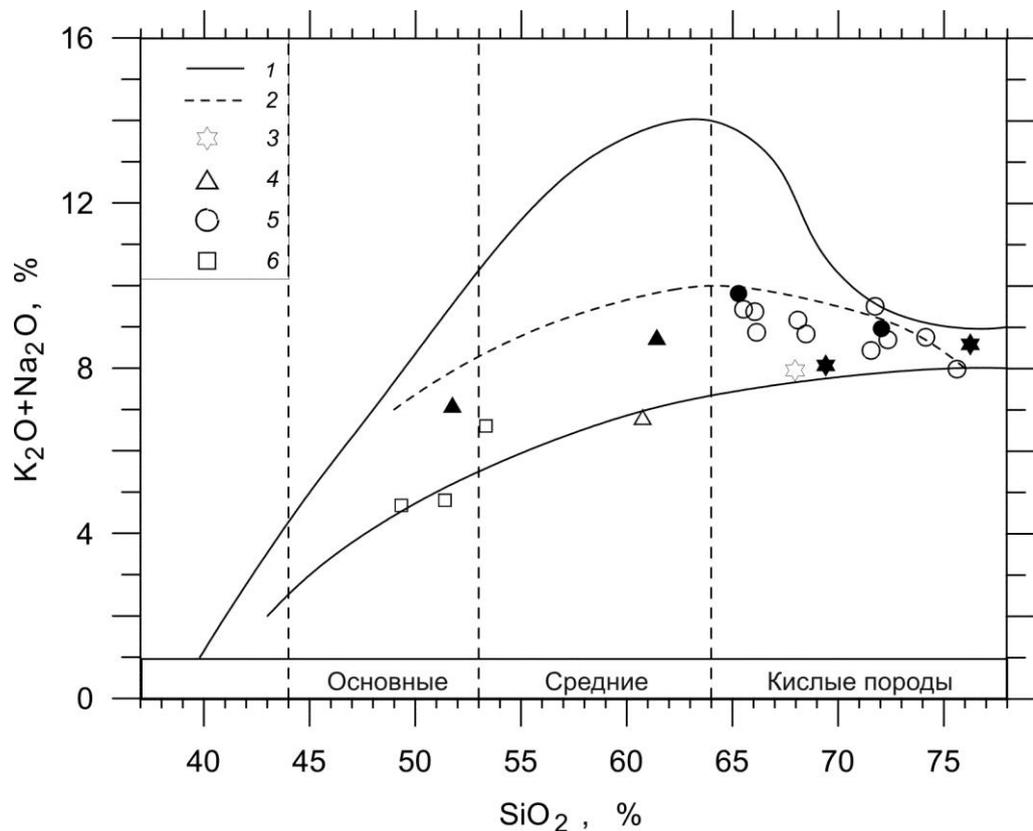
От Шарыктинских гранитов вскрытые скв. СГ-10 породы отличаются по химическому и минеральному составам. Изученные нами образцы пород Шарыктинского интрузива представлены субщелочными двуполевошпатовыми гранитами с количественным преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, однако макроскопически в них наблюдаются крупные (до 2—3 см) кристаллы ортоклаза. Отмечено присутствие роговой обманки, апатита.

Rb-Sr изохронный возраст Мурунского и Шарыктинского гранитов не различается и составляет 285.6 ± 1.2 млн. лет [Костицын, 1996]. Следовательно, эти породы относятся к одной фазе магматизма, а различия минерального и химического составов в большей мере обусловлены обстановками гранитообразования.

Малые интрузии субщелочных диоритов. Как показали геохронологические исследования [Костицын, 1996], одновременно с кристаллизацией гранитного массива на верхних горизонтах рудного поля были сформированы крупные дайковые тела, сложенные полнокристаллическими равномернозернистыми субщелочными диоритами-кварцевыми диоритам. Средний до основного состав пород, пространственное положение и значительная мощность (более 10 м)

позволяют предполагать, что рассматриваемые тела являются апофизами Мютенбайского штока. Они соответствуют выделяемой в Кызылкумской провинции габбро-диорит-гранодиоритовой формации малых интрузий — апофиз и сателлитов крупных интрузивных массивов [Айзенштат, Рахматуллаев, 1984].

Дайки субщелочных гранитоидов. Большинство даек рудного поля сложено кислыми породами: гранит-, сферолит-, плагиогранит-, граносиенит-порфирами. В дайках повсеместно развиты слабо раскристаллизованные эндоконтактовые зоны мощностью 0.5—1.5 м со сферолитовой структурой основной массы. Характерна четко выраженная порфировая структура. В целом породы сложены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и биотитом, вкрапленники представлены как калиевым полевым шпатом, так и альбитом. Отмечено, что состав пород значительно варьирует даже в пределах одной дайки. Закономерно проявлены значительные вторичные изменения: альбитизация, серицитизация, хлоритизация, пиритизация. Неизмененные участки наблюдаются исключительно редко (обр. РМ368). На диаграмме (рис. 50) составы даек образуют плотное поле в области субщелочных кислых пород.



1 — область распространения субщелочных пород; 2 — нижняя граница поля щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; магматические породы рудного поля Мурунтау: 3 — субщелочные граниты, 4 — субщелочные диориты, гранодиориты, 5 — дайки субщелочных гранитоидов, 6 — дайки лампрофиров.

Рис. 50. Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ для магматических пород [Кряжев, 2002].

На юго-восточном фланге рудного поля две дайки субщелочных гранитоидов отчетливо пересекают мощные тела субщелочных диоритов первой интрузивной фазы. Диориты на контакте с кислыми породами метасоматически изменены и содержат вкрапленность арсенопирита. Rb-Sr возраст субщелочных гранитоидов составил 274.2 ± 5.7 млн.лет [Костицын, 1996].

Дайки лампрофиров. Ранее отмечалось, что дайки основного состава на рудном поле были сформированы после кислых [Кудрин, Соловьев, Ставинский и др., 1990]. Дайковый пояс, изученный нами в разрезах скв. МС-2 и МС-3, включает многочисленные мелкие тела среднего—основного состава. Они характеризуются полнокристаллической порфировидной структурой. Помимо вкрапленников зонального плагиоклаза в породе закономерно присутствуют округлые зерна магматического кварца, размером 2—5 мм. По составу породы разделены на два типа, которые образуют непрерывный ряд и могут слагать единое дайковое тело. Диоритовые порфириты сложены плагиоклазом и биотитом. При количестве биотита более 30% породу относят к лампрофирам (керсантитам). В скв. МС-3 лампрофиры имеют переходный состав между керсантитам и спессартитами и содержат роговую обманку и пироксен. Дайки керсантитов отмечены также на участке Мютенбай и в зоне Южного разлома.

В отличие от субщелочных гранитоидов лампрофиры в большинстве случаев не изменены, даже если они имеют мощность 3—5 см и залегают в метасоматически измененных породах. Значительные вторичные изменения проявлены локально на участках развития наложенной карбонат-сульфидной минерализации. Плагиоклаз здесь замещен альбитом, серицитом, карбонатом, кварцем, а биотит мусковитизирован и хлоритизирован.

K-Ar возраст диоритовых порфиритов (по монофракциям биотита) составляет 247 ± 2 и 256 ± 7 млн.лет [Канаш, Головин, Юрьева, 1980] и также указывает на более позднее время формирования даек среднего—основного состава по отношению к гранитоидным.

Изотопные параметры. Рассмотренные магматические породы близки по возрасту, особенностям минерального и химического составов, что позволяет предполагать их принадлежность к генетически единому интрузивному комплексу. Данный вывод подтвердился и на изотопном уровне (табл. 30).

Кислород и стронций. Известно, что $\delta^{18}\text{O}$ магматических пород после их кристаллизации может изменяться вследствие изотопно-кислородного обмена полевых шпатов с подземными водами [Тейлор, 1982]. Более достоверным показателем может служить изотопный состав кислорода магматического кварца. Валовый изотопный состав кислорода породы может быть при этом получен расчетным путем с учетом ее минерального состава и предполагаемой температуры кристаллизации. Для гранитов разница между изотопным составом кислорода

кварца и породы в целом составляет не более 1‰ при равновесной кристаллизации всех минералов.

Таблица 30. Изотопные параметры магматических пород рудного поля Мурунтау и Шарыктинского штока

Породы	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ [Костицын, 1996]	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Мурунские микроклин-альбитовые лейкограниты	0.720	+11±0.5	—
Шарыктинские субщелочные граниты	0.707	+6.5	+3
Субщелочные диориты	0.707	—	+1.9±0.1
Субщелочные гранитоиды	0.707	+7.3	+2±0.2
Лампрофиры	—	+7±0.4	+4

Установлено, что разновозрастные магматические породы существенно не различаются по изотопному составу кислорода, который может быть охарактеризован $\delta^{18}\text{O} + 7 \pm 0.5\%$.

Как было установлено Ю.А.Костицыным [Костицын, 1996], граниты Шарыктинского массива и дайки рудного поля имеют одинаковое начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.707. Постоянство этого параметра в течение 286—273 млн.лет указывает не только на вероятное генетическое родство разновозрастных пород, но и на низкое Rb/Sr источника магм. Согласно существующим представлениям [Faure, Mensing, 2005], по вариациям изотопного состава стронция и кислорода Шарыктинские граниты отнесены к I-типу, т.е. к производным глубинных магм, возникших в результате нижнекоровых процессов. Магма *не могла образоваться путем плавления и ассимиляции палеозойских терригенных пород*, поскольку они характеризуются значительно более высокими $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 0.715—0.720 [Костицын, 1996] и $\delta^{18}\text{O} + 9 \dots + 19\%$. Единство изотопных параметров пород Шарыктинского массива и разновозрастных даек рудного поля указывает на существование непосредственно под рудным полем долгоживущего очага глубинной магмы, с которым генетически связаны эти магматические тела. Его коровая или мантийно-коровая природа не позволяет предполагать дискретное образование локальных очагов, поскольку вследствие неизбежных вариаций в соотношениях объемов переплавляемых разнородных компонентов такие очаги различались бы по $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Гранитоиды, вскрытые скв. СГ-10, по своим изотопным параметрам существенно отличаются от других магматических образований. Повышенное содержание тяжелого изотопа ^{18}O свидетельствует о формировании гранитов за счет вещества метатерригенных пород. К выводу о контаминации магмы осадочными породами привели и результаты Rb/Sr исследований [Костицын, 1996]: характеризующая Мурунский гранит $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.716±15 существенно выше, чем в остальных магматических породах, и близка значениям, полученным

по сланцам из экзоконтакта. Следует отметить, что высокие $\delta^{18}\text{O}$ однозначно указывают не на частичную контаминацию, а на анатектическую природу Мурунских гранитов. Они могут быть отнесены к S-типу пород, вещество которых прошло хотя бы один цикл выветривания.

Сравнительная характеристика субщелочных двуполевошпатовых гранитов Шарыктинского массива и Мурунских микроклин-альбитовых лейкогранитов позволяет отнести их, соответственно, к I- и S-типам не только по изотопным, но и по минералогическим и химическим критериям [Говоров, 1977]. Вместе с тем, нет оснований предполагать, что эти разновозрастные гранитоиды возникли в результате разных магматических процессов. Вероятно, скважиной вскрыта только краевая зона массива, и с глубиной или по латерали S-гранит должен смениться породами, проявленными в дайках и Шарыктинском штоке.

Флюидная фаза. Известно, что рудоносность гранитоидов может во многом определяться флюидонасыщенностью магмы и механизмом дегазации расплава [Рябчиков, 1975]. Для получения дополнительных сведений о флюидном режиме магматического процесса был изучен газокомпонентный состав магматических пород. Анализы проводились по стандартной методике, но с отбором газовой фазы при температурах 500—800°C. Анализировались только те образцы, для которых установлено отсутствие наложенных изменений и вторичных газожидких включений.

Результаты свидетельствуют о том (табл. 31), что по количеству флюидных компонентов дайки в несколько раз превосходят граниты, при этом объем газов заметно возрастает от ранних интрузивных фаз к поздним. Синхронно понижается относительная доля углекислоты, что может быть связано со снижением давления, и увеличивается окисленность флюида. Лампрофиры характеризуются на порядок большим CO_2/CH_4 , чем другие породы.

Таблица 31 Результаты газохроматографических анализов магматических пород

Породы, номер образца	Сумма газов	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	CO ₂ /(CO ₂ +H ₂ O)	CO ₂ /CH ₄
	мл / кг					
Мурунские граниты, 4010—4250 м	465	415	51	0.94	0.11	54
Шарыктинские граниты, 15/56, 15/23	1990	1955	36	1.70	0.02	22
Субщелочные диориты, МТ-8, РМ-365	4855	4770	81	2.70	0.02	29
Субщелочные гранитоиды, РМ-368	6982	6831	146	4.68	0.02	31
Лампрофиры, МС2/1810	11 190	11 050	139	0.63	0.01	221

Сера. В гранитах Шарыктинского массива сульфиды визуально не выявлены. Из одного образца (обр.15-56) была извлечена магнитная фракция, содержащая мелкий пирротин, из другого (обр.15-23) сера была выделена химически. Изотопные анализы показали идентичный результат $\delta^{34}\text{S} +3\%$. Отсутствие наложенных изменений изученных пород доказывается как петрографическими наблюдениями, так и сохранностью в них «магматической» Rb-Sr системы

(обр.15-56). Следует также отметить постоянство $\delta^{34}\text{S}$ в большом объеме гранитов. Сказанное позволяет утверждать, что полученная величина соответствует изотопному составу магматической серы.

В неизмененных дорудных дайках субщелочных диоритов в значительных количествах присутствует магматический пирротин $\delta^{34}\text{S} +1.9\pm 0.1\%$. Близкие значения показали сульфиды, выделенные из даек субщелочных гранитоидов. Сульфидная вкрапленность в измененных дайках, очевидно, была сформирована при метасоматических преобразованиях. Однако «магматическое» начальное изотопное отношение стронция и устойчивость изотопного состава кислорода этих даек указывает на аутометасоматический характер наложенных процессов и отсутствие в системе каких-либо более поздних растворов. Кроме того, сульфидная вкрапленность в дайках значительно отличается по изотопному составу серы от наложенной на них прожилковой сульфидной минерализации ($\delta^{34}\text{S}$ от +5 до +8‰). С учетом сказанного следует признать, что $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной вкрапленности в дайках близка изотопному составу серы магматических флюидов, который для первых двух фаз может в среднем быть оценен $\delta^{34}\text{S} +2.4\pm 0.6\%$. Пирротин, входящий в состав лампрофиров, отличается более высоким $\delta^{34}\text{S} +4\%$. Подобная тенденция может быть связана с эволюцией магматического очага [Faure, Mensing, 2005; Soloviev, Kryazhev, Dvurechenskaya, 2013]

Таким образом, единство изотопных параметров $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.707, $\delta^{18}\text{O} +7\pm 0.5\%$, $\delta^{34}\text{S} +3\pm 1\%$ свидетельствует о том, что магматические породы всех трех фаз генетически связаны с общим глубинным очагом.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Предложено несколько схем последовательности минералообразования на рудном поле Мурунтау. Их корреляция затруднена вследствие сквозного характера основных жильных и рудных минералов при слабо проявленных элементах дробления и пересечения, неоднозначного возрастного положения даек, применения генетической терминологии и др. Однако всеми исследователями отмечен длительный многостадийный характер минералообразующих процессов. В таком случае полноценная интерпретация аналитических данных невозможна без их точной привязки к конкретным этапам и стадиям минерализации.

На месторождении были проведены детальные геохронологические исследования [Костицын, 1993, 1994, 1996], которые однозначно подтвердили герцинский возраст оруденения. Всесторонний анализ полученных результатов, их сопоставление с геолого-минералогическими наблюдениями, изотопными и термобарогеохимическими данными позволили достаточно детально восстановить историю развития рудного поля в пермо-триасе. Выделены четыре этапа гидротермально-метасоматической деятельности, первые три из которых по времени сопряжены с проявлениями магматической активности.

Дорудный этап

Магнезиально-железистые метасоматиты. Наиболее ранний процесс метапреобразований вмещающих пород после регионального метаморфизма — их биотитизация, проявленная во всем объеме рудного поля. В тесном парагенезисе с биотитом находится пирротин-1, составляющий основу дорудной сульфидной вкрапленности. В экзоконтакте Шарыктинского интрузива биотитизация не отмечена. На синхронность процессов биотитизации и гранитообразования указывают и результаты Rb-Sr исследований: фигуративные точки биотитизированных сланцев экзоконтакта Мурунского интрузивного массива лежат на изохроне гранитов [Костицын, 1996].

Сопоставление минерального и химического составов исходных и измененных пород показало увеличение содержания железа, магния, щелочных металлов и отчасти глинозема, что позволяет отнести процесс биотитизации к раннему щелочному (магнезиально-железистому) этапу метасоматизма [Шер, Юдин, 1971].

Кальциевые метасоматиты выделяются в разрезе светло-серым, серо-зеленым цветами и сложены кальциевыми силикатами и карбонатом. При микроскопических исследованиях установлено, что они образовались путем метасоматического замещения биотитизированных метатерригенных пород.

При мозаичном характере распределения метасоматитов существует определенная вертикальная зональность, которая заключается в последовательном проявлении все более высокотемпературных парагенезисов с глубиной. Наиболее полно метасоматическая зональность изучена нами в разрезе скв. СГ-10. От поверхности до глубины 1650 м в метасоматических телах развит исключительно парагенезис альбита с хлоритом и карбонатом. Тела в целом концентрируются вблизи крупных разрывных нарушений. В интервале 2100—2300 м наряду с альбит-карбонат-хлоритовыми «послойными» метасоматитами отмечены кварцевые прожилки с актинолитом, диопсидом и плагиоклазом №30—35. В этом же интервале максимально развит низкотемпературный комплекс кальциевых минералов (пренит, ломонтит). С глубины 2600 м в метасоматических телах появляется эпидот (клиноцоизит), актинолит, реже диопсид. С глубины 2750 м наблюдается практически постоянное присутствие в разрезе светлых «прослоев», сложенных карбонатом, хлоритом, эпидотом, актинолитом, плагиоклазом (олигоклаз—андезин) и диопсидом. Характерный минерал — сфен. Количественные соотношения минералов значительно варьируют, а их взаимоотношения не всегда однозначны. Основу ассоциации составляют эпидот, карбонат, хлорит и плагиоклаз. Актинолит в ряде интервалов полностью отсутствует, однако ниже отметки 3100 м его количество заметно увеличивается. С глубины 3370 м возрастают количество и мощность метасоматических тел. Часто наблюдаются секущие контакты по отношению к полосчатости пород, нередко

макроскопически проявлена зональность. Значительно изменяется состав метасоматитов — в качестве основного минерала появляется волластонит. Широкое распространение получают гранат (гроссуляр) и пироксен (ферросалит—геденбергит). Плаггиоклаз по составу соответствует лабрадору—анортиту, наряду с актинолитом появляется роговая обманка. Карбонат полностью замещается волластонитом, что, вероятно, связано с увеличением температур до 600°C [Жариков, Русинов, Маракушев и др., 1998]. Вместе с тем, вплоть до контакта с гранитами в метасоматитах наблюдается актинолит, что указывает на регрессивный характер процесса их формирования.

Фигуративная точка, отвечающая амфиболсодержащим породам, также лежит на изохроне гранитов [Костицын, 1996]. Очевидно, что магнезиально-железистый и кальциевый метасоматоз проявился последовательно, но в пределах одного этапа минерализации, сопряженного с интрузией гранитоидов.

Рассматриваемые метасоматиты весьма характерны для предрудных ореолов месторождений золота и вольфрама, связанных с глубинным субщелочным магматизмом и локализованных в углеродисто-терригенных комплексах [Soloviev, Kryazhev, Dvurechenskaya, 2017a; Soloviev, Kryazhev, 2017b]. Соответственно, их можно определить как апоскарновые пропилиты.

Жильно-прожилковая минерализация. К дорудному этапу относится формирование штокверка секущих, конформных, линзовидных, прямолинейных жил и прожилков крупнозернистого кварца-I. Пересечения кварцевых жил дайками субщелочных гранитоидов второй фазы магматизма и рудными прожилками неоднократно описаны в литературе.

Следует отметить соответствие минеральных составов кальциевых метасоматитов и жильно-прожилковой минерализации. В экзоконтакте гранитного массива в кварцевых прожилках присутствуют пироксен и гранат. В средней части разреза широко развиты кварц-актинолитовые и кварц-альбитовые прожилки. На верхних горизонтах с кварцем ассоциирует хлорит. Отмеченную особенность можно принять в качестве указания на близость времени формирования метасоматитов и кварцевых жил. Дополнительные доказательства были получены при изучении флюидных включений и $\delta^{18}\text{O}$ кварца, что подробно будет рассмотрено ниже.

Раннерудный (золото-кварцевый) этап

Калиевые метасоматиты (гумбеиты). Одна из наиболее характерных особенностей месторождения Мурунтау — широкое развитие кварц-калишпатовых метасоматитов, вмещающих основной объем руд. Форма проявления метасоматитов разнообразна — линейные прожилки вдоль трещин кливажа, участки брекчирования неправильной формы, объемные тела, образованные по интенсивно трещиноватым алевропесчаникам. Метасоматическая зональность

в наиболее общем виде выглядит следующим образом (от внешних зон к внутренним): (кварц+калишпат+биотит+альбит)→(кварц+калишпат+биотит)→(кварц+калишпат)→(кварц).

Во внешней зоне происходит вынос углеродистого вещества. Это выражается в практически полном осветлении пород. Во внутренней зоне биотит замещается калиевым полевым шпатом. Тыловая зона представлена крупнозернистым кварцем-II. Развитие кварцевой зоны всегда сопровождается золотым оруденением, поэтому раннерудный этап может быть также назван золото-кварцевым.

Калиевые метасоматиты отчетливо наложены на образования дорудного этапа. Сопоставление составов биотитизированных и актинолитизированных пород с кварц-калишпатовыми метасоматитами показало, что в процессе метасоматоза привносятся кремнезем, кальций, калий и углекислота и выносятся глинозем, железо, магний, натрий, что согласуется с изменением минерального состава [Шер, Юдин, 1971].

С.Д.Шер впервые высказал предположение, что формирование калиевого полевого шпата вместо серицита, обычного минерала околорудных ореолов, связано с более высокой температурой процесса и/или повышенным потенциалом калия. Это подтверждается результатами изучения флюидных включений. Таким образом, рассматриваемые метасоматиты наиболее близки гумбеитам [Жариков, Русинов, Маракушев и др., 1998].

Возраст калиевых метасоматитов установлен Rb-Sr методом [Костицын, 1994]. Образцы для анализов отбирались *совместно с коллективами исследователей, разрабатывающими различные генетические концепции формирования месторождения Мурунтау*, и представительность проб не вызывает сомнений. В частности, одна проба отобрана из крупной зоны прожилкового окварцевания с интенсивно развитым арсенопирит-калишпат-шеелитовым парагенезисом (№ РМ-4-177д., в данной работе ему присвоен номер М-273). Именно эту зону В.Ф.Проценко приводил как пример типичных метаморфогенных руд, а Ю.Г.Зарембо описала в качестве последайковой золото-арсенопиритовой минерализации. Одна из жил пересечена дайкой керсантитов, кварц на контакте с ней отчетливо перекристаллизован и содержит включения турмалина. На других участках рудного поля были отобраны массивные «объемные» кварц-полевошпатовые метасоматиты, типичные полосчатые калишпат-биотитовые разности, биотит-хлоритовые метасоматиты. Полученные четыре изохроны параллельны и характеризуются общим возрастом 272.6 ± 3.8 млн.лет. Таким образом, процесс формирования основной массы руд по времени совпадает с внедрением даек субщелочных гранитоидов. Возраст этого события с учетом всех шести изохрон составляет 273.1 ± 1.6 млн.лет. К сожалению, полученные результаты часто не учитываются при анализе последовательности минералообразования, и биотит-калишпат-кварцевые золотоносные породы считаются образованиями, сопряженными со становлением гранитного массива.

Рудная минерализация. Наиболее распространенный рудный минерал в минерализованных зонах — арсенопирит-II. Он отлагается несколько позже кварца-II и образует в нем и околожильных метасоматитах вкрапленность и зернистые агрегаты. В парагенетические ассоциации с арсенопиритом на различных участках входят шеелит, пирит-II, пирротин-II, калиевый полевой шпат и железистый турмалин. Самородное золото встречается как в кварце, так и в рудных минералах.

Как показало исследование керн скважин-спутников с применением люминесцентной лампы, шеелит главным образом развит в ореоле развития кальциевых метасоматитов. Очевидно, его осаждение в значительной степени контролировалось составом вмещающих пород. В рудных жилах шеелит находится во взаимопрорастаниях с арсенопиритом и калиевым полевым шпатом.

Пирит-II развит на верхних горизонтах рудного поля, иногда в значительных количествах. С глубиной пирит сменяется пирротин-II в ассоциации с молибденитом.

Позднерудный (золото-сульфидный) этап

Натриевые метасоматиты. Впервые альбит-кварцевые метасоматиты на месторождении Мурунтау описаны С.Д.Шером. Они сопровождают жилы и прожилки кварца поздних генераций и накладываются на метасоматиты предшествующих этапов. Содержание альбита в породах может достигать 40—50%, однако широко развиты и существенно кварцевые метасоматиты, при формировании которых привносился кремнезем и выносились щелочные металлы и глинозем [Шер, Юдин, 1971].

На многих участках, особенно в разрезе скв. МС-3 в кварц-альбитовых метасоматитах появляется заметное количество светло-желтого серицита, а во внешней зоне изменений интенсивно проявляется хлоритизация. В других случаях обособления и полосы хлорита и скопления кристаллов бесцветного турмалина наблюдаются в кварц-альбитовой матрице вблизи крупных кварц-сульфидных прожилков.

По многим признакам метасоматиты рассматриваемого типа близки кварц-турмалин-хлоритовой формации (по Омеляненко, 1978). В отличие от грейзенов кварц-турмалин-хлоритовые метасоматиты, как правило, расположены вдали от крупных гранитоидных интрузивов и чаще тяготеют к небольшим выходам гранитов повышенной основности или полям развития даек лампрофиров.

Прожилково-вкрапленная минерализация. Прожилки золото-сульфидного этапа отчетливо пересекают раннерудные жилы и дайки субщелочных гранитоидов. Они сложены кварцем-III, пиритом-III, арсенопиритом-III, пирротин-III, а также турмалином (дравитом), карбонатами, калиевым полевым шпатом, хлоритом. В пространственной связи с сульфидами отмечены

теллуру-висмутовая минерализация и самородное золото. По соотношению жильных и рудных минералов можно выделить широкий спектр минеральных ассоциаций, взаимоотношения между которыми не всегда однозначны. Нами выделены три ассоциации, наиболее распространенные и различающиеся продуктивностью.

Пирит-турмалиновая ассоциация. К данной ассоциации отнесены проявления парагенезиса пирита-III со светлым турмалином (дравитом). Взаимоотношения между этими минералами сложные — турмалин наблюдается как в виде включений в пирите, так и в виде секущих и замещающих пирит прожилков. Пирит представлен зональными кубическими кристаллами, размером 0.5—3 мм. Пирит-турмалиновая ассоциация, как правило, проявлена в протяженных субширотных тектонических зонах трещиноватости и брекчирования. Все без исключения проявления ассоциации безрудны, в пирите содержится Au до 0,3 мкг/г.

Карбонат-марказит-пирротинная ассоциация выполняет многочисленные субвертикальные прожилки, реже служит цементом тектонических брекчий. Состав ассоциации значительно изменяется в объеме рудного поля. Ведущие нерудные минералы — карбонаты и глиноземистый хлорит. На отдельных участках появляются кварц и калиевый полевой шпат. Постоянно, но в незначительных количествах отмечен бесцветный турмалин. Среди сульфидов преобладают моноклинный пирротин и марказит. На флангах рудного поля развиты сульфиды полиметаллов — сфалерит и галенит, халькопирит, иногда самородный висмут и гессит. Самородное золото в составе ассоциации не обнаружено, в сульфидных фракциях содержание металла не превышает 0,1 мкг/г.

Пирит-арсенопиритовая ассоциация. От вышеописанных двух типов эта ассоциация отличается только присутствием арсенопирита-III. Турмалин, хлорит, калиевый полевой шпат, карбонат могут находиться в любых сочетаниях. Пирит-III, закономерно входящий в состав ассоциации, содержит от 0.1 до 1% мышьяка.

При микроскопических исследованиях установлены минералы теллура и висмута, ассоциирующие с самородным золотом. Наиболее широко распространены висмутин и тетрадимит. Они представлены гнездообразными, вкрапленными и тонкопросечковыми выделениями в кварце, пирите и арсенопирите. Наблюдалось зональное распределение золота и тетрадимита в кристаллах пирита-III, на участках совмещения ранне- и позднерудных ассоциаций выделения золота и висмутовых минералов приурочены к границам кристаллов арсенопирита-II. Содержания золота в монофракциях арсенопирита и пирита достигают нескольких десятков микрограмм на грамм.

Закономерная ассоциация золота с сульфидами определенного типа позволяет выделять позднерудный этап как «золото-сульфидный».

Рассмотренные три минеральные ассоциации разбросаны в пространстве, поэтому достоверно оценить их временные взаимоотношения не представляется возможным. Очевидно, процесс их формирования мог иметь многостадийный характер, что не исключает существования фациальной зональности в пределах каждой стадии. К подобному выводу приводят и результаты геохронологических исследований.

Rb-Sr возраст безрудной кварц-турмалин-пиритовой жилы (обр. М-256 в данной работе) и золотоносных кварц-альбит-серицитовых прожилков составил 256.1 ± 7.1 млн.лет. [Костицын, 1993, 1994]. Полистадийный характер позднерудной минерализации был доказан после изучения золотоносной кварц-арсенопиритовой жилы (рассечка 9-2-25 обр. МТ-9 [Костицын, 1993], обр. М-231 в данной работе). По типу околожильных метасоматитов и структуре кварца данная жила не отличается от других проявлений позднерудной минерализации. В зальбандах наблюдаются тонкие секущие прожилки карбоната с арсенопиритом и калиевым полевым шпатом, пирита в ассоциации с дравитом. Однако Rb-Sr возраст жилы оказался равным 230.2 ± 3.5 млн.лет. Новые данные, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, полностью подтвердили приведенные выше датировки: возраст серицита месторождения Мурунтау составил 254–226 млн.лет [Wilde, Layer, Mernagh et al., 2001]. Таким образом, позднерудный этап включает несколько стадий минерализации и охватывает период от 256 до 230 млн.лет. Rb-Sr возраст кварц-сульфидных жил совпадает со временем внедрения лампрофиров, что согласуется с геологическими наблюдениями.

В заключение следует отметить, что в более ранних работах по результатам изучения наиболее богатой центральной части рудного поля пирит-турмалиновая ассоциация отнесена к пострудной. Основанием для этого были многочисленные пересечения продуктивных кварц-арсенопиритовых жил прожилками турмалин-пиритового состава. Указанные взаимоотношения позволяют уверенно отнести основную массу продуктивной кварц-арсенопиритовой минерализации центрального участка к раннерудному этапу.

В большинстве золоторудных тел разновозрастные минеральные комплексы пространственно совмещены, поэтому оценить вклад каждого из них в процесс концентрации металла не всегда представляется возможным. В некоторых случаях позднерудные золотоносные прожилки наблюдаются вне зон золото-кварцевого оруденения. Кроме того, большинство выделений самородного золота, по нашим наблюдениям, ассоциируют с наиболее поздней теллуру-висмутовой минерализацией. Подобные факты свидетельствуют о том, что золото привносилось в руды неоднократно, однако не позволяют однозначно указать главную продуктивную стадию оруденения.

К пострудному этапу отнесен период формирования жил и прожилков шестоватого, халцедоновидного кварца-IV и карбонатных прожилков.

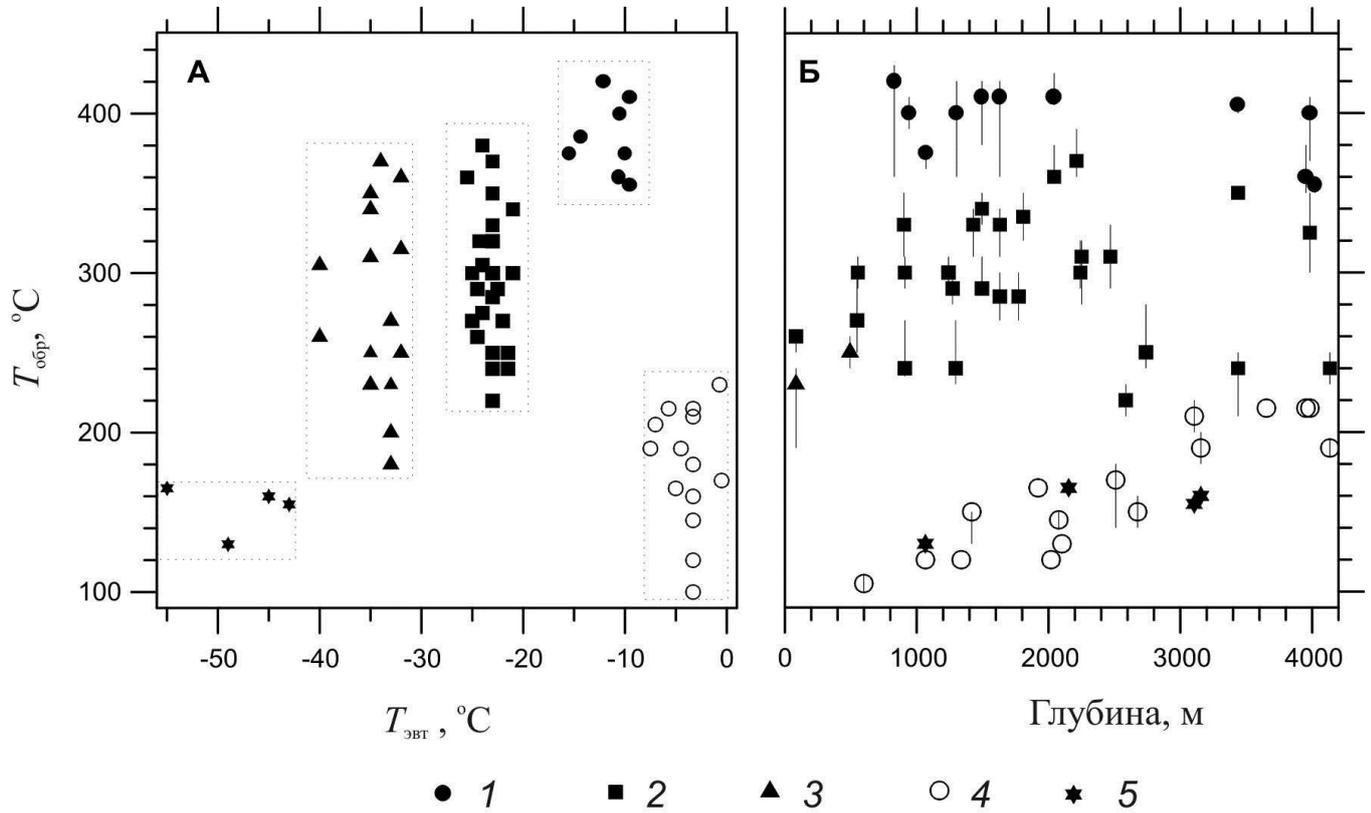
Основной вывод. Процессы гидротермального минералообразования в рудном поле протекали синхронно с эволюцией коллизионного магматизма (табл. 32) и оторваны во времени от регионального метаморфизма на 128 млн.лет. Дорудный этап включает внедрение массива субщелочных гранитов и даек субщелочных диоритов, магнезиально-железистый метасоматоз магматической стадии (биотитизацию), формирование комплекса высоко-среднетемпературных постмагматических кальциевых метасоматитов, кварцевых жил и прожилков 286 млн.лет назад. Процесс формирования руд оторван во времени на 13 млн.лет от внедрения гранитоидного массива, сопровождался интратрудным дайкообразованием и протекал не менее, чем в два этапа в период 273—231 млн.лет. В течение раннерудного (золото-кварцевого) этапа сформировались золотоносные кварц-калишпатовые метасоматиты, кварцевые прожилки с шеелитом и сульфидами, дайки субщелочных гранитоидов. В течение позднерудного (золото-сульфидного) этапа формировались кварц-альбит-турмалин-хлоритовые метасоматиты и прожилки, сложенные кварцем, турмалином, арсенопиритом, пиритом, пирротином, марказитом и карбонатами в различных сочетаниях. Магматические породы представлены лампрофирами. Минералообразование имело импульсный характер и продолжалось в период от 256 до 231 млн.лет. Продуктивна на золото пирит-арсенопиритовая ассоциация. На пострудном этапе (около 224—219 млн.лет назад) сформировались зоны аргиллизации, жилы близповерхностного кварца, карбонатные и карбонат-пиритовые прожилки. С учетом установленной последовательности геологических событий рассмотрим флюидный режим минералообразования и изотопно-геохимическую зональность месторождения.

Таблица 32. Схема последовательности минералообразования в рудном поле Мурунтау

Этап	Проявления магматизма	Типоморфные минералы и их парагенетические ассоциации	
		Главные	Второстепенные
Дорудный С ₃ —Р ₁ , 286 млн.лет	Субщелочные граниты, субщелочные диориты	Биотит+пирротин-I	Ильменит, пирит
		Волластонит	Геденбергит, гроссуляр, роговая обманка, лабрадор
		Карбонат-I+актинолит (хлорит) +плагиоклаз	Сфен, клиноцоизит, диопсид
		Кварц-I	Плагиоклаз, актинолит, хлорит
Раннерудный (золото-кварцевый) Р ₁ , 273 млн.лет	Дайки субщелочных гранитоидов	Кварц-II+микроклин	Хлорит, Fe-турмалин, золото
		Арсенопирит-II+шеелит	Пирит, пирротин, золото
Позднерудный (золото-сульфидный) Р ₂ , 256—231 млн.лет	Дайки лампрофиров	Кварц+альбит+турмалин+хлорит+серцит	
		+пирит-III	
		+пирит+арсенопирит-III	Висмутин, тетрадимит, золото
		+карбонат+марказит+пирротин-III	Галенит, сфалерит, халькопирит
Пострудный Т, 224—219 млн.лет	Нет	Кварц-IV	Каолинит, гидрослюда, адуляр
		Карбонат-IV	
		Карбонат+пирит-IV	

Физико-химические параметры флюидных систем

Изучены около 200 сообществ включений (в целом около 1500 индивидуальных вакуолей), которые характеризуют все стадии минерализации, выполнены анализы их валового состава. Результаты представлены в табл. 33–36 и показаны на рис. 51.



Включения: 1 – первичные в дорудном кварце; рудообразующих растворов;
 2 – углекислотно-водно-солевые, 3 – рассольные;
 в пострудных карбонатах: 4 – первичные; 5 – вторичные.

Рис. 51. Типы флюидных включений в рудном поле Мурунтау (А)
 и их распределение в разрезе скв. СГ-10 (Б):

Таблица 33 Параметры газовой-жидких включений в кварце и кальците

Тип	Участок	$T_{эвт}$, °C	$T_{пл.льда}$, °C	$T_{пл.ГГ}$, °C	$T_{гом}$, °C (фаза)	$T_{мод}$, °C	n
<i>Мурунский гранит</i>							
В	СГ-10 4021	-9.5	-4.5	+14.5	350—360 (Ж,Г)	355	20
В	СГ-10 4135		-5.7	+9.0	230—250 (Ж)	240	10
<i>Кварц-I</i>							
П	СГ-10 3000—4000	-10.5	-4.5	+18	350—410 (Ж,Г)	400	50
П	СГ-10 800—2050	-12	-7.0	+11.5	360—425 (Ж,Г)	400	80
П	МС-1 >1700	-14.5	-9.5	+13.5	370—410 (Ж,Г)	400	40
П	Р.л.12, 22, 128	Н.о.	Н.о.	Н.о.	350—415 (Ж,Г)	400	>50
В	СГ-10 3438		-5.7	+9	210—250 (Ж)	240	25
В	СГ-10 3000—4000		-1.5	+10	290—350 (Г,Ж)	325	30
В	СГ-10 2250—2500		-6.2	+7.5	290—330 (Г,Ж)	310	45
В	СГ-10 2000—2250	-24	-5.7	+9	360—390 (Г,Ж)	375	20
В	СГ-10 1400—1800		-5.5	+9	310—350 (Г,Ж)	335	50
В	СГ-10 500—900	-25	-5.7	+8	290—310 (К)	300	25
В	СГ-10 1200—1800	-23	-2.0	+9	270—310 (Ж)	290	40
В	МС-2/815	-24	-15.5	+8	320—350 (Ж)	340	25
В	МС-1 152	-24.5	-17.5	+10	260—280 (Ж)	270	15
В	СГ-10 500—900	-23	-5.5±1		215—280 (Ж)	—	30
В	СГ-10 2550—2750	-23	-4±2		190—240 (Ж)	—	15
В	СГ-10 1935	-0.7	+0.5		200 (Ж)	200	10
В	СГ-10 3950—4000	-3.9	-0.9		180 (Ж)	180	15
<i>Кварц-II с шеелитом, арсенопиритом-II</i>							
П	Скв. 3204, 3209	-24.5	-19.5	+8	360—415 (Ж,Г)	380	25
П	М-273	-23	-10.5	+9.5	340—380 (Ж)	375	10
П	МС-2/1477	-21.5		+9	>340 (декр)	—	5
П	Р.л.12, 22, 128	Н.о.	Н.о.	Н.о.	350—420 (Ж,Г)	380	>50
В	МС-1/846	-23	-12.0	+10	320—350 (Ж)	330	5
В	Скв. 1182	-24.3	-13.5	+9	300—330 (Ж)	320	15
В	МС-2/1566	-23.5	-12.0	+9.5	250—300 (Ж,К)	290	20
<i>Кварц-III с арсенопиритом-III</i>							
П	МС-1 262				280—290 (Ж)	285	10
П	М-231				290—310 (Ж)	300	30
<i>Кварц-III с пиритом-III и турмалином</i>							
П	МС-3 1400			+7.5	350—360 (Ж)	350	20
П	МС-3 1438	-23	-11.0	+7.5	250—300 (Ж)	275	20
В	М-256	-24.5	-21.0		240—260 (Ж)	250	10
<i>Карбонат-IV</i>							
П	СГ-10 1296	-21.5	-7.4		150—210 (Ж)	200	25
П	Карьер	-7	-4.8		200—210 (Ж)	205	10
П	СГ-10 1400—2100	-3.3	-1.5		110—130 (Ж)	125	20
П	СГ-10 3000—3700	-3.9	-1.8		150—190 (Ж)	170	45
П	МС-1 600—900	-3.3	-1.1		140—180 (Ж)	160	15
П	СГ-10 600—1350	-3.3	-2.5		80—105 (Ж)	100	15
П	Р. 5411	-3.3	-0.7		90—110 (Ж)	100	5
П	МС-2 1000—2000	-3.3	-2.5		90—145 (Ж)	125	30
П	СГ-10 1900—2500	-0.5	+0.1		110—150 (Ж)	140	10
П	2826, 3204	Н.о.	Н.о.	Н.о.	130—170 (Ж)	—	20
В	СГ-10 1066—2153	-55	-10.0		100—120 (Ж)	110	20
В	СГ-10 3106—3156	-42	-9.4		110—130 (Ж)	120	20

Таблица 34 Параметры включений рассолов

Тип	Участок	$T_{обр}$, °C	Число твердых фаз	$T_{гом}$ Ж–Г, °C	$T_{пл}$ NaCl, °C	P , МПа	n
<i>Кварц-II-с шеелитом, арсенопиритом-II</i>							
II	М-273	–35	3	280	>370	110	5
II	С. 3204 230	–32	2	230	360	130	5
B	С. 3204 230	–32	2	180	315	120	5
II	МС 1 972	–40	5	230	350	120	20
B	МС 1 972	–40	3	175	305	120	15
B	МС 1 972	–35	1	120	230	100	20
II	МС 3 1648	–33	2	230	340	110	5
<i>Кварц-III с арсенопиритом-III</i>							
B	МС-1 262	–40	1	220	260	40	25
B	МС-1 262	–33	1	165	200	35	25
<i>Кварц-III с карбонатом-III и пирротинном-III</i>							
II	СГ-10 494	–35	2	200	250	45	10
B	СГ-10 83	–33	2	180	240	55	15
II	С. 2826		2	210	270	55	3
B	МС-2 1478	–35	1	310	—		15
II	МС-3 1422	–33	2	160	270	100	15
II	МС 3 1422		1	100	180	80	20

Таблица 35 Параметры включений углекислоты

Тип	Участок	CO ₂ /CH ₄ (по данным хроматографии)	$T_{гом}$ (тип), °C	Плотность, г/см ³	$T_{обр}$, °C	$P_{обр}$, МПа	n
<i>Кварц-I</i>							
B	СГ-10 2470	9	5.5 (Ж)	0.77	310	140	20
B	СГ-10 2213	Н.о.	11 (Ж)	0.70	370	130	10
B	СГ-10 2043	Н.о.	15 (Ж)	0.65	360	110	10
B	СГ-10 1631	Н.о.	16 (Ж)	0.65	330	100	5
B	СГ-10 1495	Н.о.	20 (Ж)	0.60	340	90	15
B	СГ-10 553	9	21 (Ж)	0.60	300	80	15
<i>Кварц-II-с шеелитом, арсенопиритом-II</i>							
II	МС-2/1477	13	15.5 (Ж)	0.80	>340	>170	15
II	МС-3 1490	21	16 (Ж)	0.81	380	190	30
B	Р. 5411	18	20.5 (Ж)	0.77	340	150	15
B	С. 1182	22	18 (Ж)	0.80	320	160	20
II	С. 3204, 3209	25	21.5 (Ж)	0.76	380	165	10
II	М-273	29	22 (Ж)	0.75	375	155	30
<i>Кварц-III с арсенопиритом-III</i>							
II	МС-1 262	Н.о.	15 (Ж, Г)	0.50	285	55	15
II	М-231	10	18 (К)	0.55	300	60	25
<i>Кварц-III с пиритом-III и турмалином</i>							
II	МС-3 1438	51	25 (Ж)	0.71	300	100	10
<i>Кварц-III с карбонатом-III и пирротинном-III</i>							
II	МС-2/1478	Н.о.	17 (ГЖ)	0.50	310	60	5
II	МС-2/1566	5	17 (ГК)	0.50	290	55	5

Таблица 36 Состав флюидных включений в кварце месторождения Мурунтау по данным валового анализа

Номер пробы	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	B	As	Sb	Pb	Bi	Ag	Au
	ppm	моль/кг H ₂ O										мг/кг H ₂ O					
Кварц-1 (дорудный)																	
СГ10/2043	188	1.07	1.42	0.08	0.00	18.53	0.63	0.11	8.77	0.16	0.10	71	5	22	2.3	0.0	2.0
МС1/1786	891	3.46	7.79	0.20	0.00	2.20	0.25	0.02	0.94	0.13	0.04	82	9	0	0.9	0.0	0.0
p5411	910	2.65	1.19	0.13	0.00	2.84	0.27	0.02	1.32	0.02	0.03	30	4	0	1.1	0.0	0.0
Кварц-2 (золото-кварцевый этап)																	
МС2/1477	1083	2.93	2.23	0.61	0.00	1.49	0.39	0.01	0.81	0.05	0.03	123	4	1	0.9	0.0	0.0
МС2/220	980	1.50	1.44	1.40	0.10	5.98	1.98	0.01	2.65	0.14	0.05	146	12	0	0.0	9.7	0.4
МС1/670	1650	1.06	0.59	1.96	0.00	1.73	2.17	0.03	0.74	0.01	0.01	721	9	4	0.3	1.9	0.0
М-273	434	3.73	1.64	4.66	0.00	5.55	4.73	0.08	2.62	0.08	0.08	401	6	0	0.0	0.0	0.0
Кварц-3 (золото-сульфидный этап)																	
М-256	301	0.67	0.52	2.09	0.00	0.83	2.77	0.03	0.03	0.02	0.04	300	12	0	0.0	0.2	0.0
М-231	755	2.65	4.43	1.62	0.00	3.29	2.92	0.05	0.95	0.02	0.03	376	7	1	0.1	0.4	0.0
Безрудные кварцевые жилы из метаморфических пород (2–4 км к западу от месторождения)																	
БД-1	728	0.22	0.05	0.00	0.00	0.18	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0.0	0.0	0.0
БД-2	80	0.80	0.13	0.00	0.00	2.05	2.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0.0	0.0	0.0
БД-5	80	0.65	0.03	0.00	0.00	1.08	1.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0.0	0.0	0.0
БД-6	80	1.06	0.08	0.00	0.00	0.81	0.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0.0	0.0	0.0
КД-1	80	1.02	0.10	0.00	0.00	2.76	2.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0.0	0.0	0.0
Кварцевая жила с видимым самородным золотом (горы Ауминзатау)																	
РР-1	80	6.80	0.14	0.00	0.00	2.33	2.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0.0	0.0	0.0

Гидротермальная система дорудного этапа

Гидротермальная система дорудного этапа представлена первичными включениями в кварце-I, занимающими на диаграмме (см. рис. 51А) обособленное поле. На большей части изученного разреза крупные вакуоли подверглись частичной или полной природной декрепитации с образованием характерных ореолов мелких включений. Состав флюида удалось восстановить в тех случаях, когда в одном зерне кварца, наряду с разрушенными крупными наблюдались мелкие первичные вакуоли.

Наименьшей сохранностью первичных включений характеризуется кварц в рудных зонах, а также в интервале 2000—3000 м скв.СГ-10. Присутствие здесь высокотемпературных метасоматитов и даек, сформировавшихся не позднее 273 млн.лет назад, позволяет отнести время образования включений (и кварца) к более раннему этапу минералообразования (даже в случае их вторичного происхождения). Вместе с тем, аналогичные по составу включения были обнаружены в виде вторичных в Мурунских гранитах, что однозначно свидетельствует о постгранитном возрасте флюидной системы. В раннерудном кварце подобные включения не встречаются. Можно ограничить время их образования интервалом 286—273 млн.лет.

Солевой состав. Температуры протаивания эвтектики водно-солевого раствора включений составляют от –14.5 до –9.5°C, что значительно отличает флюид от большинства щелочно-хлоридных систем. На отдельных участках в составе включений данного типа обнаружена твердая дочерняя фаза гидрокарбоната натрия. Фаза растворяется при 120—125°C.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о преимущественно щелочно-гидрокарбонатном солевом составе растворов при незначительном содержании хлор-иона. Снижение температуры эвтектики до -14.5°C обусловлено, вероятно, присутствием других компонентов. Общее содержание солей, рассчитанное по температуре плавления льда, составляет 7—13 % массы NaCl-экв.

Газовый состав. Характерная особенность рассматриваемых включений — закономерное присутствие в них значительного количества низкокипящих газов. При охлаждении флюида часть газов связывается в гидратах. В большинстве включений остаточная газовая фаза не вымораживается и сжижается в интервале от -95 до -85°C . При $T -82\dots-83^{\circ}\text{C}$ наблюдалась гомогенизация флюида в жидкость вблизи критической точки. Высокие температуры плавления газогидрата в таких включениях (вплоть до $+18.5^{\circ}\text{C}$) однозначно свидетельствуют о том, что низкокипящая фаза представлена метаном. В некоторых случаях газ вымораживается и плавится в при температурах $-75\dots-65^{\circ}\text{C}$, что указывает на относительное преобладание во флюиде углекислоты. Таким образом, в среднем концентрации CH_4 и CO_2 во включениях близки. По данным газовой хроматографии, CO_2/CH_4 изменяется от 0.7 до 3.4.

Температуры образования. Соотношение газовой и жидкой фаз в вакуолях варьирует, при этом полная гомогенизация происходит как в жидкую, так и газовую фазы при одинаковых температурах, реже гомогенизация происходит в критической точке. Установленная особенность свидетельствует о близости флюида линии двухфазового равновесия. Общий интервал температур образования включений составил $350\text{—}425^{\circ}\text{C}$, однако основная их часть вне зависимости от глубины отбора образца отвечает температуре $+400\pm 20^{\circ}\text{C}$. Какой-либо температурной зональности не обнаружено. С учетом статистически представительных результатов измерений $T_{\text{гом}}$ единичных первичных включений в дорудном кварце других участков рудного поля можно сделать вывод об изотермическом характере формирования дорудных кварцевых жил.

Рудообразующие гидротермальные системы

Включения рудообразующих растворов обнаружены в качестве первичных в кварц-(карбонат)-сульфидных прожилках всех генераций, в т.ч. и в образцах с известным Rb-Sr возрастом (М-273, М-256, М-231) – рис. 52. По отношению к кварцу-I и Мурунским гранитам аналогичные по составу включения вторичные. В пострудном кварце подобных включений нет. Следует отметить, что присутствие вторичных включений рудообразующих растворов в кварце скв. СГ-10 служит дополнительным основанием для отнесения этого кварца к дорудному этапу минералообразования.

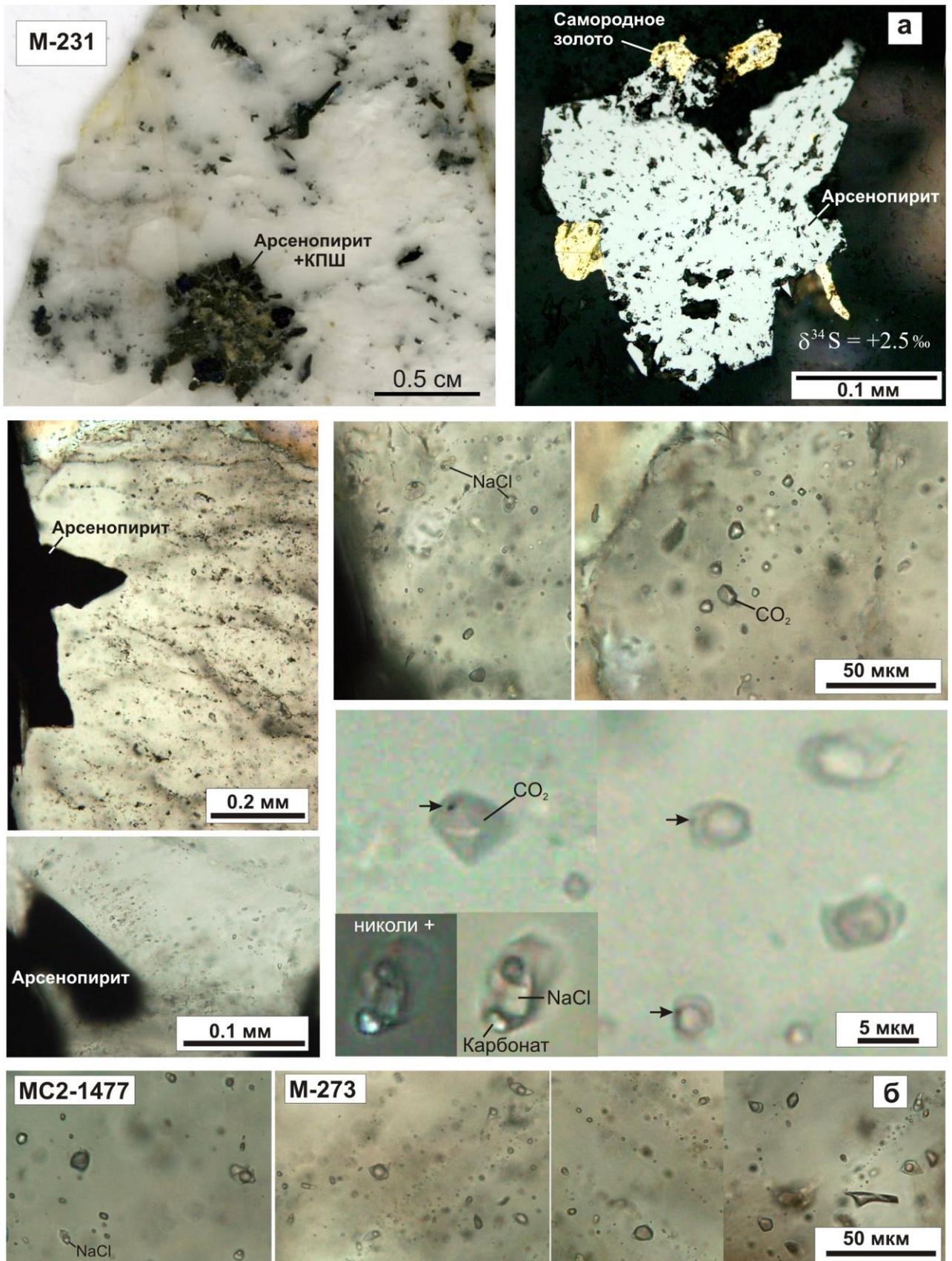


Рис. 52. Флюидные включения в кварце месторождения Мурунтау:

а – в золото-арсенопирит-кварцевой жиле с возрастом 231 млн лет [Костицын, 1993];

б – в калишпат-кварцевых метасоматитах с возрастом 273 млн лет [Костицын, 1994]

Состав растворов. Несмотря на существенные промежутки времени, разделяющие разновозрастные продуктивные флюидные системы, по компонентному составу они не отличаются. Включения углекислотно-водно-солевых флюидов наиболее распространены в кварце рудного поля. В них присутствует водный раствор хлоридов натрия и калия, о чем свидетельствуют температуры протаивания эвтектики (от -21 до -25°C). Концентрация солей составила $14\text{—}22\%$ NaCl-экв. Второй компонент, который закономерно присутствует во включениях, — углекислота. Она диагностируется по температуре плавления (около -58°C), температуре плавления газогидрата ($+7.5\text{...}+9.5^{\circ}\text{C}$) и критической температуре, которая превышает $+15\text{...}+20^{\circ}\text{C}$. Смещение тройной и критической точек в область более низких температур может быть связано с примесью метана и других газов. В ассоциации с водно-углекислотными включениями наблюдаются включения практически чистой CO_2 .

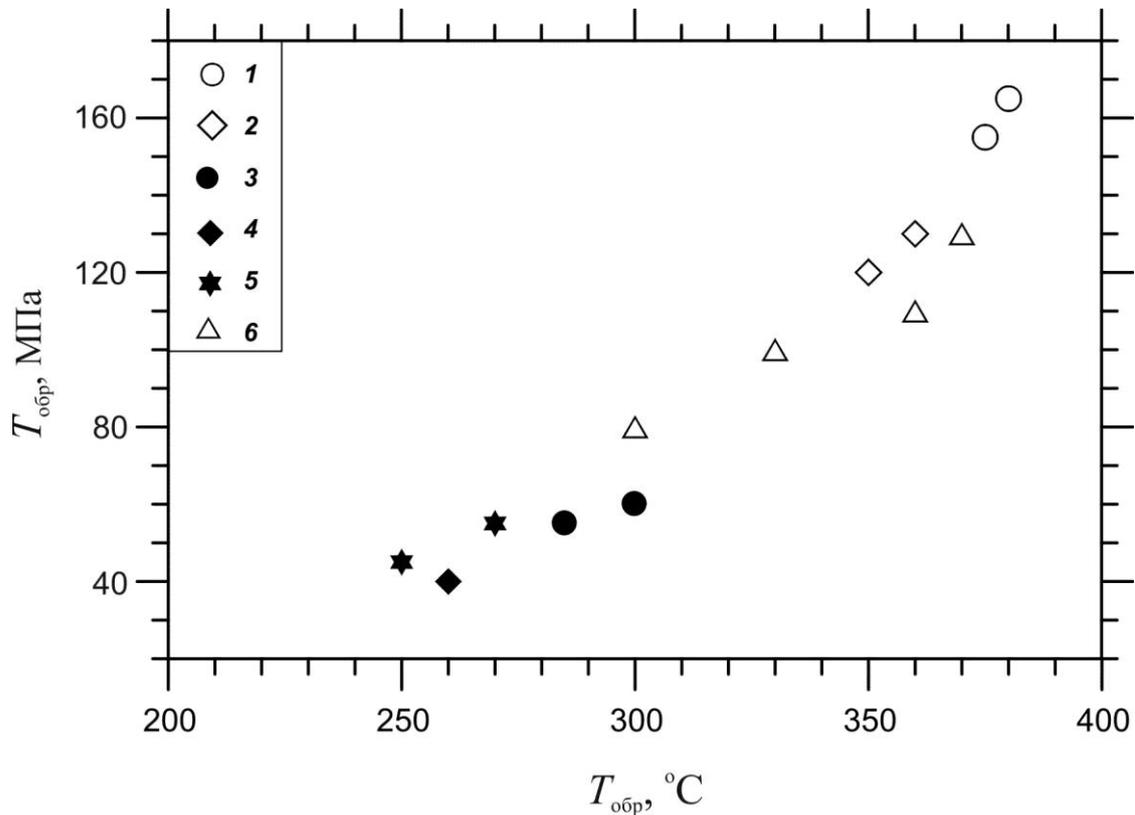
Включения рассолов содержат концентрированные солевые растворы—рассолы и диагностируются по присутствию галита при комнатной температуре. В высокотемпературных генерациях включений содержатся также карбонат (определяется по псевдоабсорбции и сильному двупреломлению) и одна—две нерастворимые дочерние фазы.

Температуры протаивания эвтектики, достигающие -40°C свидетельствуют о том, что в растворах наряду с натрием и калием присутствуют хлориды Ca, Mg, Fe. Оцененная по температуре растворения галита концентрация составляет $31\text{—}40\%$ NaCl-экв.

Взаимоотношения включений. В каждой рудной зоне закономерно присутствуют оба типа включений. Причем установленная закономерность характерна для рудных жил как золото-кварцевого, так и золото-сульфидного этапов развития рудного поля. Таким образом, качественный состав растворов на протяжении всего периода рудообразования оставался постоянным. Однако по соотношениям и концентрациям отдельных компонентов, температурам и давлениям флюидные системы существенно различались (рис. 53).

Температура образования первичных включений в кварце-II (золото-кварцевый этап) изменяется от 350 до 415°C , с максимумом около 380°C . Кварцевые жилы позднерудного этапа были сформированы при более низких температурах от 360 до 250°C , при этом средние температуры для разных жил изменяются от 350 до 275°C . Температуры осаждения сульфидов также снижались: для раннерудной минерализации они составляют $360\text{—}340^{\circ}\text{C}$, для позднерудной $270\text{—}180^{\circ}\text{C}$.

Давление, определенное по углекислотным включениям в кварце-II, на верхних горизонтах разреза составляет $1.65\text{—}1.5$ кбар. В период осаждения рудных минералов давление, возможно, снизилось до $1.3\text{—}1.0$ кбар, что соответствует литостатической нагрузке на уровне $4\text{—}5$ км. На позднерудном этапе кварц и сульфиды кристаллизовались при близком давлении $0.4\text{—}0.6$ кбар.



Включения: 1–первичные в кварце-II, 2– в ассоциации с арсенопиритом-II, 3 – первичные в кварце-III, 4 – в ассоциации с арсенопиритом-III, 5 – в ассоциации с карбонатом-III и пирротинном-III, 6 – вторичные в кварце-I (скв. СГ-10).

Рис. 53. РТ-параметры рудообразующих растворов на месторождении Мурунтау (верхний уровень оруденения) по результатам изучения флюидных включений.

Интересно отметить, что два рудных этапа отличаются не только средними значениями P , но и разницей давлений между началом и концом процесса в каждом из них. Не исключено, что общее снижение давления в системе частично обусловлено различием гидродинамического режима при смене преимущественно метасоматического минералообразования выполнением трещин. Вместе с тем, разница давлений при формировании кварц-карбонат-сульфидных прожилков на верхних горизонтах разреза и на глубинах около 1.5 км от современной поверхности составляет 0.25—0.50 кбар, что свидетельствует в пользу литостатического градиента давлений.

Отношение CO_2/H_2O прямо связано с давлением. Для первичных включений в кварце-II характерно присутствие углекислоты, плотность которой превышает критическую. Доля углекислоты во включениях варьирует от 0.3 до 0.5, что с учетом плотности CO_2 0.5—0.8 г/см³ соответствует X_{CO_2} 0.10—0.25 (CO_2/H_2O 0.1—0.33). Гомогенизация включений происходит путем растворения углекислоты в воде (в «жидкую фазу») либо путем растворения воды в углекислоте (в «газовую фазу»).

В кварце-III подобные включения наблюдаются только на глубинах более 1400 м от современной поверхности. На верхних горизонтах присутствие углекислоты в позднерудном кварце определяется только по образованию газогидрата при охлаждении. В крупных вакуолях наблюдалась углекислота околокритической плотности. Это позволило рассчитать мольную долю CO_2 , которая не превышает 0.05.

В разновозрастных кварцах присутствует также большое количество вторичных включений, в которых углекислота не диагностируется визуально ($X_{\text{CO}_2} < 0.01$). Подобные включения первичны по отношению к карбонату-III.

Отношение CO_2/CH_4 определялось хроматографически в тех образцах, где вторичные включения визуально не установлены, а также оценивалось по свойствам газовых включений. В кварце-II гомогенизация углекислотно-метанового флюида индивидуальных включений в жидкую фазу при температуре около $+20^\circ\text{C}$ свидетельствует о том, что содержание в нем CH_4 не превышает 10%. По данным газовой термохроматографии, CO_2/CH_4 в раннерудных жилах изменяется от 11 до 30.

В кварц-пирит-арсенопиритовых жилах позднерудного этапа углекислота включений гомогенизируется как в жидкую, так и газовую фазы вблизи критической точки при температурах $15\text{—}18^\circ\text{C}$. Это свидетельствует о том, что концентрация метана во включениях достигает 15%. Снижение CO_2/CH_4 на позднерудном этапе подтверждается также газохроматографическими анализами кварц-арсенопиритовых жил.

Минерализация растворов прямо зависит от температуры образования включений. Присутствие силикатных фаз, галита и карбоната характерно для включений в кварце-II, тогда как в кварце-III включения содержат только галит и карбонат. В карбонате-III обнаружены исключительно включения с кристаллом галита.

Приведенные особенности эволюции флюидной фазы свидетельствуют о том, что изменчивость термобарогеохимических параметров оруденения связана, прежде всего, со стадийным характером развития процесса. За исключением давления в изученном интервале глубин какой-либо зональности в изменении свойств одновозрастных включений не установлено. Подобная стабильность физико-химического поля могла послужить одной из причин формирования протяженных богатых рудных тел.

Зональность в распределении параметров флюидных включений проявлена только в *масштабе рудного поля*. Сопоставление результатов изучения первичных включений в раннерудных жилах и вторичных включений в дорудном кварце скв. СГ-10 показало следующие отличительные особенности флангов рудообразующей системы:

- отчетливая вертикальная температурная зональность с градиентом около 40°С/км;
- пониженная концентрация солей, составляющая 2.5—9.5% NaCl-экв;
- полное отсутствие рассольных включений;
- существенно более низкое давление, что позволяет предполагать и соответствующий центробежный характер движения флюидов.

Вывод. В дорудной гидротермальной системе доминировали гидрокарбонатно-натриевые растворы с незначительным содержанием хлор-иона. Соотношение CO₂/CH₄ во флюиде близко 1. Температура формирования основной массы кварца-I составляет 400±20°С.

Для продуктивных флюидных систем была характерна неоднократная последовательная смена концентрированных щелочно-хлоридных существенно углекислотных растворов поликомпонентными рассолами (табл. 37). Каждый импульс сопровождался формированием кварц-(карбонат)-сульфидной минерализации. Состав растворов и последовательность их эволюции сохранялись на протяжении всего периода рудообразования от 273 до 231 млн.лет.

Таблица 37. Физико-химические параметры минералообразования на рудном поле Мурунтау

Этап	Минералы	Основные солевые компоненты	NaCl-экв, % массы	T, °C	P, кбар
Дорудный	Кварц-I	(Na,K) ⁺ HCO ₃ ⁻	7—13	400±20	
Раннерудный (золото-кварцевый)	Кварц-II	(Na,K) ⁺ Cl ⁻	14—22	380±30	1.6±0.05
	Арсенопирит-II	(Na) ⁺ (Mg, Ca) ⁺² Fe ⁺³ Cl ⁻	35—40	350±10	>1.2±0.1
Позднерудный (золото-сульфидный)	Кварц-III	(Na, K) ⁺ Cl ⁻	15	250—360	0.60—0.55
	Арсенопирит-III	(Na) ⁺ (Mg, Ca) ⁺² Fe ⁺³ Cl ⁻	32—35	200—260	>0.40—0.35
	Пирит-III	(Na,K) ⁺ Cl ⁻	23	240—260	-
	Карбонат-III	(Na) ⁺ (Mg, Ca) ⁺² Fe ⁺³ Cl ⁻	31—36	180—270	>0.55—0.45
Пострудный	Кварц-IV	(Na, K) ⁺ HCO ₃ ⁻	-	200—250?	-
	Карбонат-IV		1—8	90—210	-

Изотопно-геохимическая зональность

Изотопный состав кислорода осадочных алюмосиликатных пород за пределами рудного поля оказался практически одинаковым для песчаников и углеродисто-сланцевых сланцев δ¹⁸O +14‰ (табл. 38). Метакварциты кремнисто-карбонатной толщи относительно обогащены изотопом ¹⁸O (δ¹⁸O от +13.8 до +19.1‰). В рудном поле исследованы темные, биотитизированные породы на трех участках: в рудной зоне (скв. МС-2), подстилающей толще (скв. МС-1) и вблизи контакта с гранитами (скв. СГ-10, 3365 м). В отличие от регионально-метаморфизованных пород в рудном поле плотные алевропесчаники и проницаемые сланцы имеют различные δ¹⁸O и в различной степени обеднены изотопом ¹⁸O относительно «фона». При этом наиболее низкую δ¹⁸O +8.9‰ имеют сланцы в экзоконтакте гранитного массива.

Таблица 38 Изотопный состав кислорода метаморфических пород

Место отбора проб	Описание	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
<i>Метакварциты тасказганской свиты (Южный Тамдытау)</i>		
Скв. ГД2/1253 м	Метакварцит	+13.8
Урочище Тасказган	«	+19.1
Урочище Тасказган	«	+15.9
Скв. 251/150 м	«	+16.4
<i>Метатерригенные породы беспанской свиты (Южный Тамдытау)</i>		
Скв. 260/230 м	Слюдистый сланец	+13.7
Скв. 253/210 м	Метапесчаник	+14.1
<i>Породы рудного поля Мурунтау</i>		
МС 2/456 м	Метакварцит	+16.0
МС 2/830 м	Метаалевропесчаник	+11.0
МС 2/1459 м	«	+11.3
МС 2/1324 м	Слюдистый сланец	+9.5
МС 1/1752 м	«	+10.3
СГ 10/3365 м	«	+8.9

Не исключая полностью вероятность первоначальной изотопной гетерогенности разреза, следует отметить, что понижение $\delta^{18}\text{O}$ пород характерно и для других районов развития гранитных массивов [Донцова, 1979]. Предполагается, что в основе процесса лежит приближение пород верхней коры к изотопному равновесию с нижней корой и верхней мантией при участии водной флюидной фазы. Подобный механизм подразумевает трансмагматический характер флюидов, которые должны иметь равновесный с базальтовыми магмами изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O} +5\dots+6\%$. По мнению автора, такая интерпретация не однозначна. К аналогичному эффекту приведет циркуляция в породах изотопно «легких» поверхностных вод, нагретых в тепловом поле интрузии. И только в таком случае находят свое объяснение более высокие $\delta^{18}\text{O}$ гранитов по сравнению с вышележащими терригенными породами.

Изотопный состав кислорода жильного кварца всех генераций существенно различается (рис.54, 55). Наиболее показательны в этом отношении участки пересечений разновозрастных жил. Один из характерных примеров приведен на рис. 54. Стержневая жила в данном месте имеет многочисленные апофизы, согласные со сланцеватостью пород. Подобные послойные прожилки часто описываются исследователями как «ранний будинированный», «синкинематический», «метаморфогенный» кварц. Равенство изотопных составов кислорода $\delta^{18}\text{O} +4\%$ свидетельствует о том, что наблюдаемая сложная жильная система сложена кварцем одной генерации — дорудным кварцем-I. Золото присутствует в нем только на участках развития наложенной продуктивной минерализации. В рассматриваемом случае промышленными золоторудными телами служат зоны развития секущих жил кварца-II ($\delta^{18}\text{O} +11.5\%$) с арсенопиритом и шеелитом (см. рис. 54). Принимая во внимание достаточно близкие температуры формирования рассматриваемых генераций, можно сделать однозначный вывод об относительном увеличении на данном участке $\delta^{18}\text{O}$ продуктивных флюидов на 7‰ относительно дорудных растворов.

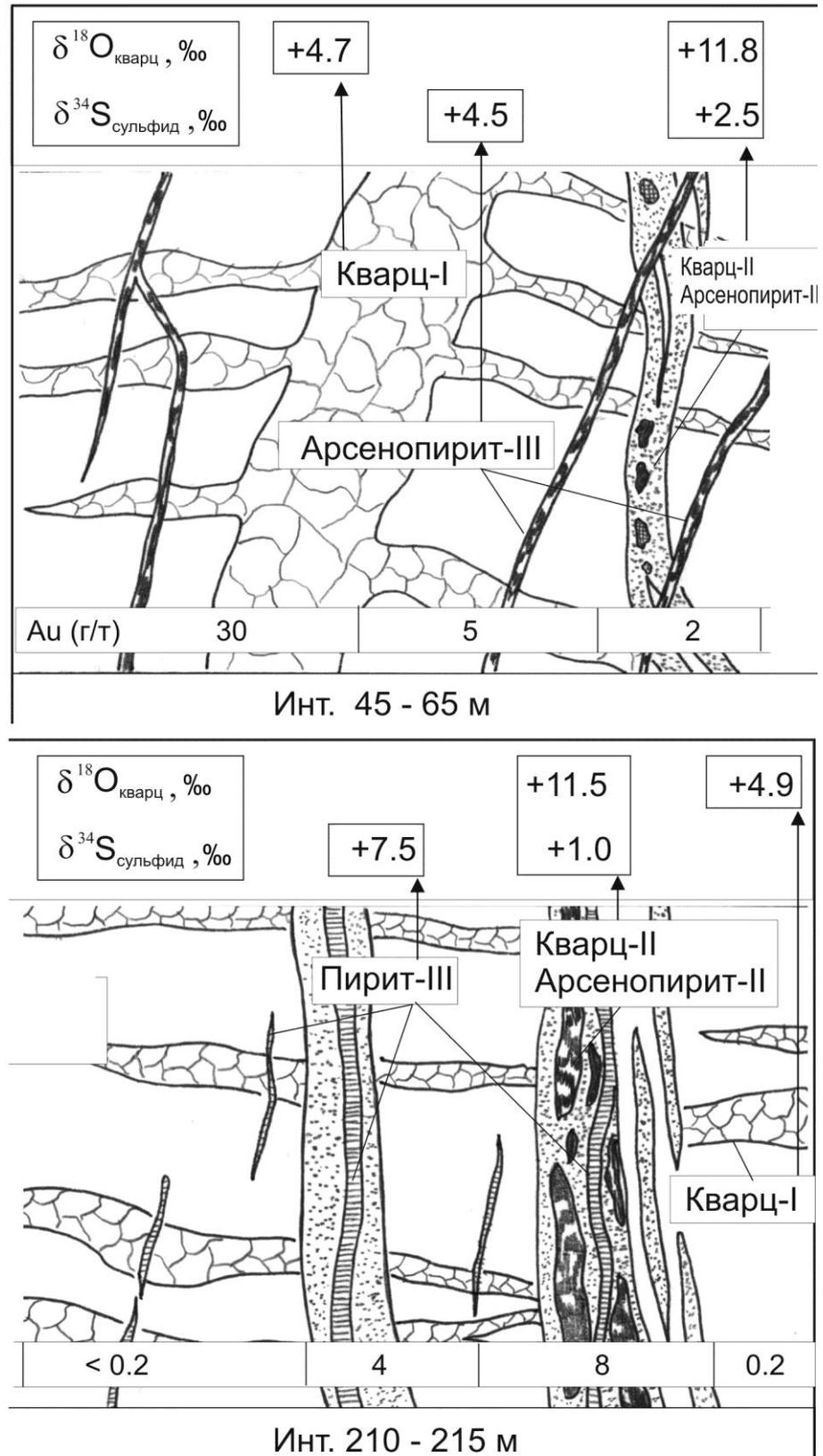


Рис. 54 Взаимоотношения разновозрастных жил в рассечке 5-4-11

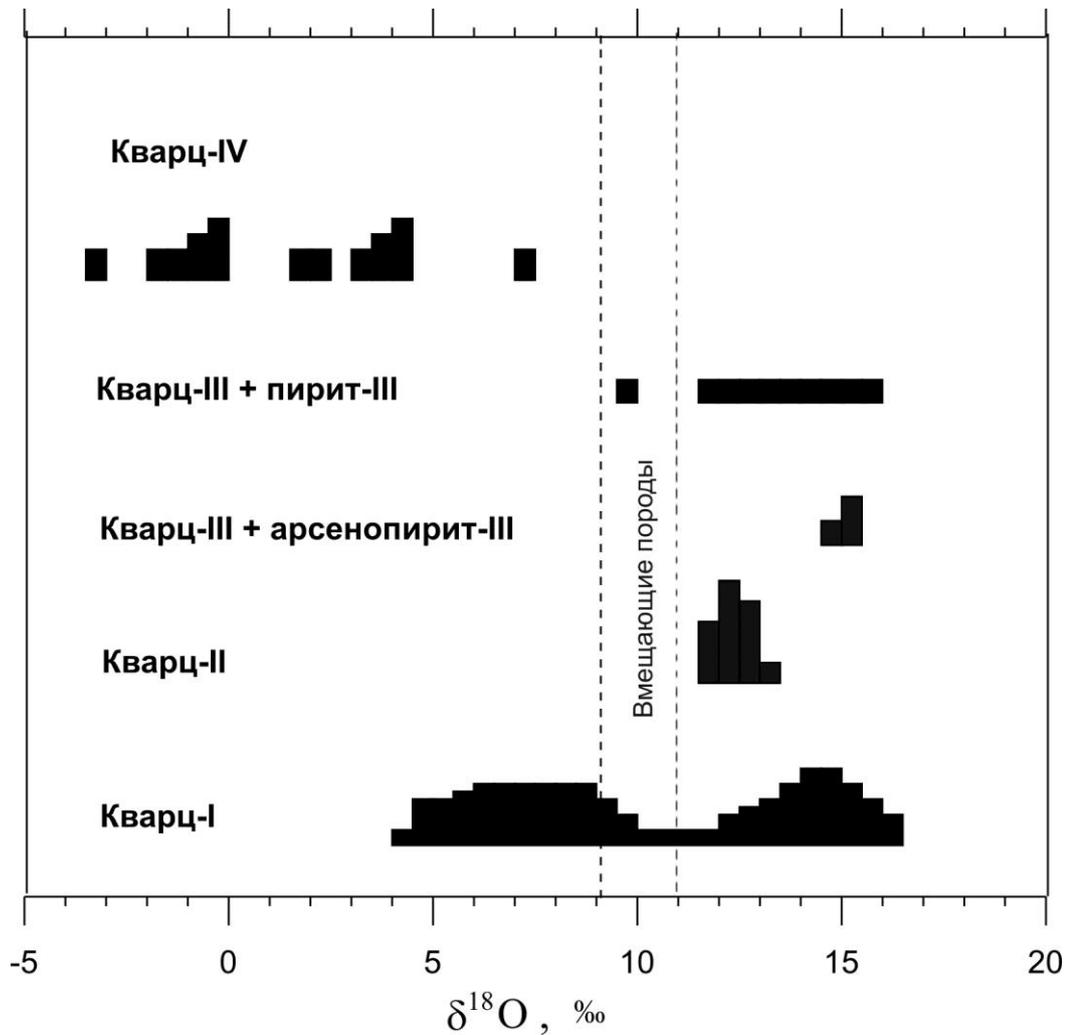


Рис. 55 Изотопный состав кислорода кварца месторождения Мурунтау

Наблюдалась и противоположная закономерность: зоны развития субвертикальных жил и прожилков кварца-II ($\delta^{18}\text{O} +12.5\dots+13.4\text{‰}$) с самородным золотом, арсенопиритом и шеелитом в скв.МС-2 и МС-3 пересекают субсогласные прожилки кварца-I с более тяжелым кислородом $\delta^{18}\text{O} +14\dots+16\text{‰}$. В целом же интервалы вариаций $\delta^{18}\text{O}$ частично перекрываются, что связано с конвергентностью данной величины в условиях изменчивости температур минералообразования и изотопного состава кислорода флюидов. Рассмотрим более подробно последний параметр на каждом этапе развития системы.

Дорудный кварц-I в целом для рудного поля характеризуется весьма широким диапазоном $\delta^{18}\text{O}$ от +4.2 до +16.4‰. Следует отметить, что основная масса кварца-I отличается по $\delta^{18}\text{O}$ от вмещающих его пород, поэтому к нему не следует применять термин «метаморфогенный».

По частоте встречаемости можно выделить два изотопных типа дорудного кварца (см. рис. 55): первый тип характеризуется $\delta^{18}\text{O}$ от +12 до +16‰ и проявлен в разрезах глубоких

скважин. Для второго типа интервал $\delta^{18}\text{O}$ составляет от +4 до +9‰. Изотопно «легкий» кварц приурочен к верхней части месторождения, а также отмечен на отдельных интервалах разреза скв. СГ-10. Между указанными разновидностями кварца существуют постепенные переходы: в интервале 1300—300 м скв. СГ-10 $\delta^{18}\text{O}$ закономерно понижается от +15 до +4‰.

Изменение температур кристаллизации в интервале 420—360°C может привести к вариации $\delta^{18}\text{O}$ кварца только в пределах 1.5‰, поэтому широкая дисперсия этого параметра фактически отражает изменчивость изотопного состава кислорода флюидов. Расчетные $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ дорудных растворов составляют непрерывный спектр от -0.5 до +11‰.

Выявленное зональное распределение $\delta^{18}\text{O}$ дорудной флюидной системы может быть обусловлено как смешением вод различного происхождения, так и изотопным обменом с породами при изменяющихся отношениях вода/порода и/или температурах. В данном случае генетическая информация заключена в максимальном и минимальном $\delta^{18}\text{O}$, которые были достигнуты системой. Рассмотрим их более подробно.

1. Источником флюида с изотопным составом кислорода водной фазы около 0‰ могли служить погребенные морские или метеорные воды, измененные в результате взаимодействия с породами. В частности, близкий к «морскому» изотопный состав приобретут метеорные воды, инфильтрующиеся в толщу осадочных карбонатных пород при низких температурах. Однако в любом случае низкие $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют об участии в процессе вод поверхностного происхождения. Этот вывод согласуется с результатами определения изотопного состава водорода флюидных включений, который предоставляет более точные сведения об источнике H_2O . В дорудном кварце Мурунтау δD составляет -97‰ [Berger, Drew, Goldfarb et al., 1994] и указывает на изначально метеорное происхождение воды, расчетный изотопный состав кислорода которой соответствует $\delta^{18}\text{O}$ -13.4‰ [Faure, Mensing, 2005]. С учетом сказанного максимальное обогащение флюидов изотопом ^{18}O интерпретируется как результат наиболее интенсивного обмена в системе вода—порода. Близость $\delta^{18}\text{O}$ +11‰ изотопному составу кислорода метатерригенных пород рудного поля и Мурунских гранитов указывает на околоматрические температуры изотопного обмена. В более низкотемпературных условиях водный флюид не может настолько обогатиться ^{18}O . Поэтому наиболее вероятно, что изотопно «тяжелый» кварц был сформирован флюидами, поднимающимися из зоны контакта гранитного массива в период его становления. Это — еще одно доказательство синхронности процессов формирования кварцевожильного штокверка и гранитообразования.

Таким образом, широкая дисперсия $\delta^{18}\text{O}$ дорудного кварца обусловлена, прежде всего, неравномерным обогащением водной фазы флюидов ^{18}O в результате взаимодействия метеорных вод с терригенными породами.

Кварц продуктивных ассоциаций. Раннерудные кварцевые жилы характеризуются небольшой дисперсией $\delta^{18}\text{O}$ от +11.8 до +13.4‰, которые не обнаруживают какой-либо зависимости от пространственного положения. Продуктивные кварц-арсенопиритовые жилы позднерудного этапа более обогащены тяжелым изотопом $\delta^{18}\text{O}$ +14.9...+15.5‰. Однако, расчетный изотопный состав кислорода водной фазы растворов (табл. 39), равновесных с кварцем при температурах его кристаллизации, для обеих генераций кварца варьирует в одинаковых пределах от +6.5 до +8‰.

Таблица 39 . Изотопный состав кислорода водной фазы флюидов, равновесных с жильным кварцем

Участок	$\delta^{18}\text{O}_{\text{кварц}}$, ‰	$T_{\text{обр}}$, °C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ расчетн., ‰	<i>n</i>
<i>Дорудный этап: кварц-I</i>				
МС-2, МС-3 >1000 м	+14.0...+16.4	420—360	+9.9...+10.9	7
МС-2 <1000 м	+12.1...+15.6	420—360?	+8.0...+10.1	6
Участок Восточный гор.+220 м	+4.7...+4.9	420—360	+0.6...-0.6	2
Участок Центральный <500 м	+7.7...+9.2	420—360?	+3.6...+3.7	2
Участок Мютенбай <300 м	+4.6...+9.3	420—360	+0.5...+3.8	5
МС-1 >800 м	+13.4...+14.9	420—370	+9.3...+9.4	5
СГ-10 0—500	+4.2...+4.9	420—360?	+0.1...-0.6	2
СГ-10 500—1000	+6.5...+8.4	420—360?	+2.4...+2.9	4
СГ-10 1000—1700	+10.0...+15.0	420—360	+5.9...+9.5	7
СГ-10 1700—2200	+5.9...+6.9	420—360	+1.8...+1.4	2
СГ-10 2200—3000	+14.1...+15.2	420—360?	+6.1...+9.7	4
СГ-10 3000—4000	+4.5...+9.7	420—360	+0.4...+3.7	9
Рудное поле	+4.2...+16.4	420—360	-0.6...+10.9	57
<i>Раннерудный этап: кварц-II</i>				
МС-2, МС-3, >1000 м	+12.1...+13.4	415—350?	+8.0...+7.9	4
Участок Восточный гор.+220 м	+11.8...+12.0	415—350	+7.7...+6.5	2
Участок Центральный <500 м	+11.8...+13.0	415—350?	+7.7...+7.5	2
Участок Мютенбай (обр.МТ-273)	+11.9...+12.8	415—350	+7.8...+7.3	3
МС-1 >700 м	+12.0...+13.0	415—350?	+7.7...+7.5	2
Рудное поле	+11.8...+13.4	415—350	+7.2±0.8	11
<i>Позднерудный этап: кварц-III</i>				
Продуктивный				
Р. 9225 (обр М-231)	+15.0	300±10	+7.2...+8.0	1
МС-1 262 м	+14.9	285±5	+6.8...+7.1	1
СГ-10 83 м	+15.5	290?	+7.7	1
Рудное поле	+14.9...+15.5	310—280	+7.5±0.5	3
Непродуктивный				
Карьер, (обр. М 256)	+13.9	350?	+8.1	1
МС-2 748 м	+12.5	350?	+6.7	1
МС-2 940 м	+9.8	350?	+4.0	1
МС-3 1400	+11.7	360	+6.1	1
МС-3 1438	+15.5	275	+7.1	1
Рудное поле	+9.8...+15.5	360—275	+4...+8.1	5
<i>Пострудный этап: кварц-IV</i>				
Участок Восточный гор.+78 м	+7.0	250—200?	-2.5...-5.2	1
МС-2 755, 1175	+4.2	200?	-8.0	2
МС-1/1289, Скв. 3204	+3.3...+2.0	200?	-8.9...-10.2	1
Р. 5412 95—97 м	-1.1	200?	-13.3	1
Р. 5518 (обр. М-219)	-1.7	200?	-13.6	1
СГ-10 305, 1766, 3038	-0.2...-3.4	250—200?	-12.6	3
Рудное поле	-3.4...+7	250?	-13.5...-2.5	11

Иными словами, установленные вариации $\delta^{18}\text{O}$ продуктивного кварца обусловлены различием температур его формирования при неизменном изотопном составе флюида $\delta^{18}\text{O} +7.2\pm 0.8\%$.

Величина δD во включениях из продуктивных кварцевых жил Мурунтау составляет -79% [Berger, Drew, Goldfarb et al., 1994], т.е. по сравнению с дорудным этапом увеличилась почти на 20% . Это свидетельствует о том, что входящая в состав рудоносных флюидов вода не является «гомогенизированным» аналогом дорудных гидротермальных растворов, а имеет другой источник, т.к. обмен с породами практически не влияет на δD .

Непродуктивные кварц-турмалин-пиритовые жилы по изотопному составу кислорода в целом близки золотоносным жилам, но отличаются более широким интервалом $\delta^{18}\text{O}$ от $+9.8$ до $+15.5\%$. Поскольку в большинстве образцов флюидные включения отсутствуют, однозначно установить причину этой закономерности невозможно. Однако даже при 400°C минимальные расчетные $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ не превышают $+5\%$, поэтому относительное понижение доли изотопа ^{18}O в растворах весьма вероятно. В свою очередь это может быть связано с привнесом в систему изотопно «легких» поверхностных вод.

Пострудный кварц характеризуется $\delta^{18}\text{O}$ от $+7$ до -3.4% , которые указывают на преобладание в системе изотопно легких вод поверхностного происхождения. При 250°C расчетные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ составляют от -2.5 до -13.5% .

Наблюдается отчетливая зональность в распределении $\delta^{18}\text{O}$ с максимумом в центральной части рудного поля и минимумом на флангах. Поэтому более вероятной причиной вариаций $\delta^{18}\text{O}$ служит изменчивость не температур кристаллизации, а изотопного состава кислорода растворов. Можно предполагать, что в центральной части месторождения существовал восходящий поток флюидов, повышенное содержание изотопа O^{18} в которых ($\delta^{18}\text{O}$ около -2.5%) было связано с изотопным обменом в системе вода/порода на более глубоких горизонтах. На флангах же в составе системы доминировали практически неизменные метеорные воды $\delta^{18}\text{O} -13.5\%$. Необходимо отметить близкое соответствие последнего значения изотопному составу метеорной воды, рассчитанному по δD включений в дорудном кварце. Это может указывать на постоянство состава метеорных вод района в течение всего периода формирования минерализованных зон.

Более точно закономерности вариаций изотопного состава кислорода пострудных гидротермальных растворов могут быть выявлены на основе изучения карбонатной минерализации, поскольку температурные условия ее формирования определены методом гомогенизации.

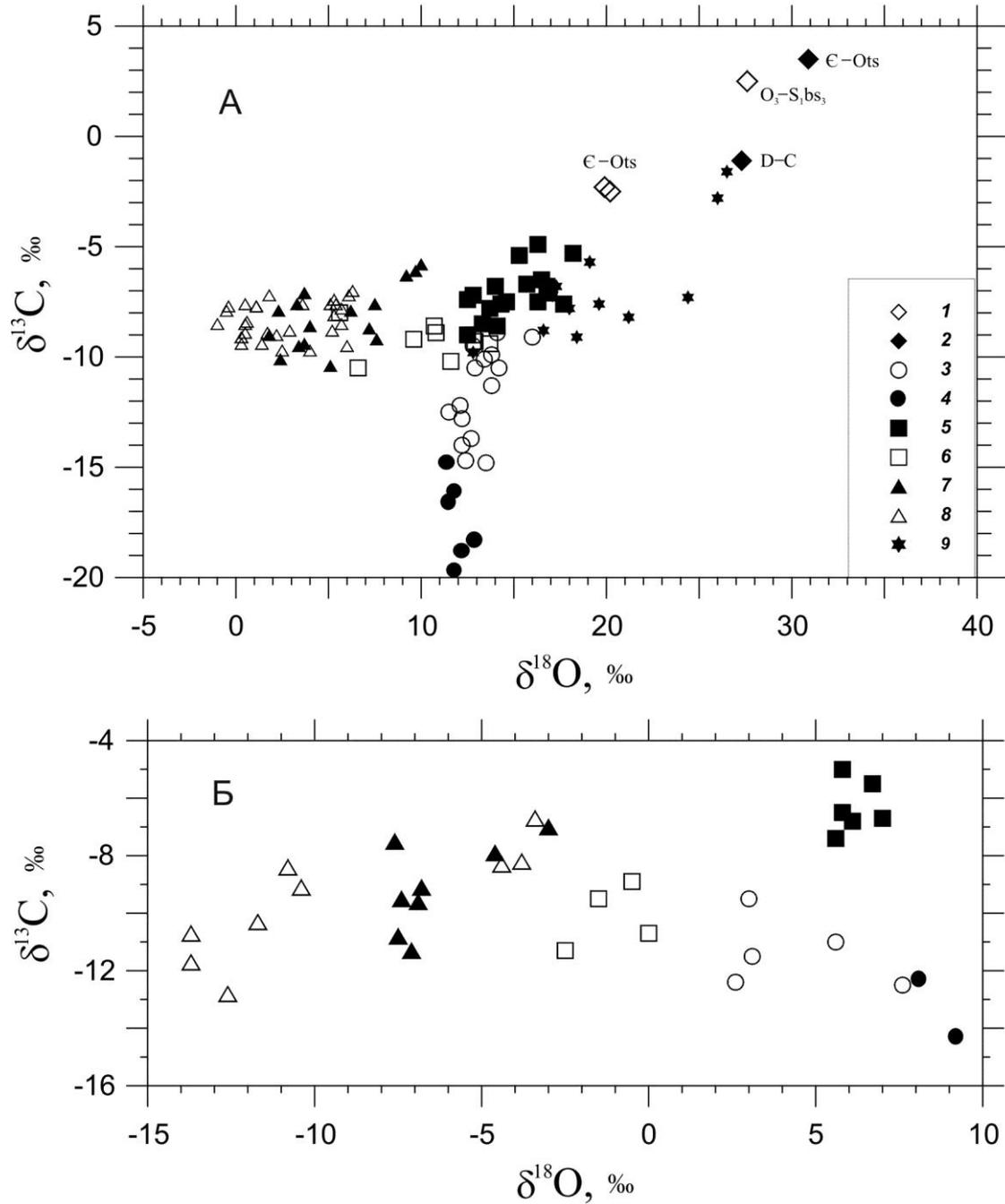
Изотопные параметры карбонатов и источники углерода флюидов. Изучение изотопного состава кислорода карбонатной минерализации дополняет исследования жильного кварца, расширяя их в область низких температур. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов служат практически единственным источником информации о возможном происхождении и закономерностях эволюции одного из важнейших компонентов флюидных систем — углекислоты.

Минералообразующие процессы в рудном поле протекали в среде, содержащей значительное количество органического углерода. Известно, что в высокотемпературных условиях восстановленные формы углерода могут переходить во флюидную фазу вследствие реакций гидролиза, например $2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CO}_2 + \text{CH}_4$ [Банникова, 1990; Омото, Рай, 1982]]. При этом изотопный состав образующейся углекислоты должен быть на 3—12‰ тяжелее исходного органического вещества [Омото, Рай, 1982]. Химическое и изотопное равновесие между CO_2 и CH_4 устанавливается при температурах выше 250°C. В этом случае вариации $\delta^{13}\text{C}$ соединений углерода во флюиде зависят от окислительно-восстановительных условий, pH и температуры. В низкотемпературных условиях, которые характерны для прожилковой минерализации, равновесие между этими формами не достигается и более вероятной причиной вариаций $\delta^{13}\text{C}$ может быть поступление углерода из разных источников [Банникова, 1990].

В рудном поле существуют два морфологических типа карбонатной минерализации: сформированные на дорудном этапе карбонатсодержащие пропилитизированные породы (кальциевые метасоматиты) и прожилки, главным образом пострудные. Изотопные параметры указанных карбонатов представлены на рис. 56. Для сравнения показаны фигуративные точки, отвечающие изотопным составам кислорода и углерода осадочных карбонатных пород района.

Карбонатсодержащие породы характеризуются $\delta^{18}\text{O} +16\dots+11.5\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C} -8.9\dots-19.7\text{‰}$, которые исключают вероятность осадочного происхождения карбонатного вещества. Вывод согласуется с результатами изучения изотопного состава стронция данных пород [Кольцов, Костицын, 1995] и служит указанием на метасоматическую природу последних.

Установлена отчетливая зависимость изотопных параметров карбонатов от глубины: коэффициенты корреляции между $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и глубиной отрицательные и превышают критический на 1%-ном уровне значимости. Подобная зависимость может быть связана с температурным режимом минералообразования, для оценки которого был использован изотопно-углеродный геотермометр графит—карбонат [Омото, Рай, 1982] (табл. 40).



осадочные породы района: 1 – известняки; 2 – доломиты; карбонатсодержащие метасоматиты на глубинах: 3 – менее 2 км.; 4 – более 3 км.; прожилки: золото-сульфидного этапа: 5 – в рудных зонах; 6 – в скв.СГ-10; пострудные мономинеральные: 7 – в рудных зонах, 8 – в скв.СГ-10; 9 – пострудные карбонат-пиритовые.

Рис. 56. Изотопные параметры карбонатов (А) и равновесной с ними флюидной фазы (Б):

Таблица 40. Температура формирования карбонатсодержащих пород
по изотопным данным

Скважина/ глубина, м	Порода	Карбонат		T, °C (расчет.)	Флюид (расчет.)		
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ ‰	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$		CO ₂ $\delta^{13}\text{C}$, ‰	CH ₄ $\delta^{13}\text{C}$, ‰	H ₂ O $\delta^{18}\text{O}$, ‰
<i>Темно-серые алевропесчаники с рассеянной карбонатизацией</i>							
МС-1/102	-26.0	-11.1	+13.8	180	-11.5	—	+3.1
МС-1/188	-24.0	-8.9	+14.0	175	-9.5	—	+3.0
<i>Карбонат-альбит-хлоритовые метасоматиты</i>							
МС-2/630	-25.8	-14.0	+12.2	265	-12.4	-40	+2.6
МС-2/862	-23.8	-13.0	+11.5	300	-11.0	-36	+5.6
МС-2/1650	-24.9	-14.7	+12.4	330	-12.5	-35.5	+7.6
<i>Карбонат-плагиоклаз-(клиноцоизит)-актинолитовые метасоматиты</i>							
СГ-10/3120	-23.8	-15.0	+11.4	395	-12.3	-31.5	+8.1
СГ-10/3500	-25.4	-17.0	+12.0	420	-14.3	-32.5	+9.2
<i>Кварц-калишпатовые метасоматиты (золото-кварцевого этапа)</i>							
МС-2/690—1120	-25.0	-8.9	+10.4	150	—	—	—

Полученные расчетные значения T соответствуют теоретическим температурам формирования сосуществующих с карбонатами метасоматических парагенезисов (кварц—альбит—хлорит 300—350°C, кварц—плагиоклаз—актинолит—клиноцоизит 400—450°C) [Кольцов, Костицын, 1995]. Следовательно, изученная система (органическое вещество—кальцит) была близка изотопному равновесию. Это позволяет сделать некоторые выводы.

1. Карбонатизация вмещающих пород осуществлялась синхронно с образованием актинолитсодержащих метасоматитов и, соответственно, связана с гидротермально-метасоматической деятельностью в период становления гранитного массива. Получено дополнительное обоснование дорудного возраста рассматриваемого типа карбонатной минерализации.

2. Переменный изотопный состав кислорода водной фазы флюидов от +3.1 до +9.1‰ (см. табл. 40) свидетельствует об участии в процессе изотопно легких вод, взаимодействующих с породами в термоградиентном поле, и соответствует результатам изучения изотопного состава кислорода силикатов.

3. Процесс взаимодействия флюида и пород может быть описан реакцией гидролиза типа $2\text{C}+2\text{H}_2\text{O}=\text{CO}_2+\text{CH}_4$, в результате которой в раствор поступают эквимольные количества углекислоты и метана. Это согласуется с составом первичных газово-жидких включений в дорудном кварце (CO₂/CH₄ близко 1). Теоретические расчеты показали, что именно таким составом должны характеризоваться флюиды, равновесные с углеродистыми породами [Кольцов, 1990].

4. Если углекислота связывалась в карбонатах, то в процессе реакции мог образоваться метан с низкими (до -40%) $\delta^{13}\text{C}$. В таком случае карбонатизация могла служить эффективным механизмом разделения изотопов углерода при перераспределении органического вещества.

5. Карбонаты могли быть сформированы в результате деструкции (гидролиза) органического вещества без привноса углекислоты из другого источника.

Из последнего положения следует, что весь углерод дорудных карбонатов заимствован из вмещающих пород. Широкие вариации $\delta^{13}\text{C}$ обусловлены, в первую очередь, изменчивостью температурного режима процесса.

Для сравнения в табл. 40 приведены также результаты двух анализов раннерудных карбонатсодержащих кварц-калишпатовых метасоматитов. Как видно, по изотопным параметрам они существенно отличаются от находящихся рядом пропицитизированных пород. Расчетная температура значительно ниже реальной, что указывает на неравновесность карбонатов и рассеянного органического вещества вмещающих пород. Наиболее вероятные температуры формирования данных метасоматитов составляют $350\text{--}400^\circ\text{C}$, в этих условиях изотопный состав равновесной с карбонатами углекислоты соответствует $\delta^{13}\text{C}$ $-6\text{...}-6.5\%$. Вероятнее всего, карбонатизация проходила с участием привнесенной углекислоты после полного удаления из пород органического вещества.

Изотопный состав суммарного углерода газов, выделенных из золото-кварцевых жил, заключен в интервале $\delta^{13}\text{C}$ $-7 \pm 1 \%$ (3 анализа). Примечательно, что по этому параметру кварц-II и кварц-III практически не различаются. Таким образом, изотопные данные позволяют предполагать ювенильный источник углерода флюидов, реликты которых наблюдаются в виде углекислотных и углекислотно-водных включений в кварце.

Прожилковая минерализация. Изотопные параметры основных типов прожилковой карбонатной минерализации показаны на рис. 56. Прожилки карбоната-III в ассоциации с сульфидами относятся к завершающим стадиям золото-сульфидного этапа. В пределах месторождения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от -4.9 до -8.5% , а $\delta^{18}\text{O}$ от $+12.5$ до $+18.2\%$. На флангах рудного поля (скв. СГ-10) эти величины понижаются и составляют $-7.1\text{...}-11.8$ и $+5.6\text{...}+14.6\%$ соответственно. Расчеты свидетельствуют о том, что наблюдаемая закономерность обусловлена соответствующими изменениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ от $+6.5 \pm 0.5$ до -2.5% и $\delta^{18}\text{C}_{\text{CO}_2}$ от -6 ± 1 до -11.3% .

Таким образом, флюидные системы, сформировавшие два рассмотренных типа прожилковой минерализации, характеризовались одинаковой изотопной зональностью. Наиболее вероятно, что данная закономерность обусловлена повышением на флангах системы доли неизмененных метеорных вод, которые, как известно, обеднены тяжелыми изотопами ^{18}O и ^{13}C [Галимов, 1973]. Сопоставление параметров разновозрастной карбонатной минерализации

показывает, что по мере затухания гидротермальной деятельности доля метеорных вод в системе повышалась.

Более поздние друзовидные прожилки карбоната-V обогащены тяжелыми изотопами кислорода и углерода относительно мономинеральных ($\delta^{18}\text{O} +12.8\dots+26.5$, $\delta^{13}\text{C} -9.8\dots-1.6\%$). В изученных карбонатах наблюдались только гомогенные включения, указывающие на низкую температуру их формирования. Подтверждение этому было получено при изучении ассоциирующего с карбонатом-V пирита-V, о чем будет подробно сказано ниже. Расчетный изотопный состав кислорода и углерода растворов, равновесных с карбонатами при 20—50°C, составляет соответственно $-0.3\dots-13.7$ и $-11.2\dots-18.8\%$. В распределении изотопных параметров намечается вертикальная зональность, выраженная в увеличении $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ вверх по разрезу. При этом особое внимание обращают на себя карбонаты, которые по изотопным параметрам близки породам перекрывающей девон-каменноугольной толщи (см. рис. 56). Вполне вероятно, что обогащение растворов тяжелыми изотопами кислорода и углерода на заключительных стадиях развития рудного поля проходило вследствие растворения перекрывающих карбонатных пород.

Таким образом, полученные изотопно-кислородные данные подтверждают выводы, сделанные на основании изучения $\delta^{18}\text{O}$ кварца. Закономерности вариаций изотопного состава углерода свидетельствуют о том, что только в период формирования руд в системе могла присутствовать эндогенная углекислота. В других случаях углерод в значительной мере заимствовался из вмещающих пород, а на заключительных стадиях и из перекрывающей осадочной карбонатной толщи. Полигенность источников углерода послужила основной причиной широкой дисперсии $\delta^{13}\text{C}$ карбонатной минерализации.

Изотопно-геохимический режим формирования сульфидной минерализации

Выводы, справедливые по отношению к таким флюидным компонентам, как вода и углекислота, нельзя в полной мере распространять на рудное вещество. Поскольку золото наиболее тесно связано с сульфидной минерализацией, закономерности эволюции изотопного состава серы имеют решающее значение при реконструкции условий рудоотложения.

Поскольку в пределах рудных тел совмещено, как правило, несколько разновременных минеральных ассоциаций, исследования проводились по методу сравнительного анализа вариаций $\delta^{34}\text{S}$ каждой из генераций сульфидов на детально изученных участках рудного поля. Результаты изотопных исследований в графической форме представлены на рис. 57.

Дорудная сульфидная вкрапленность. Характерная особенность вмещающих пород рудного поля — практически повсеместное присутствие в них сульфидов. В слюдястых

сланцах они наблюдаются в виде линзовидных выделений и тонких послойных прожилков, в алевропесчаниках образуют рассеянную вкрапленность. Природа сульфидной минерализации вмещающих пород дискуссионна. На рудном поле не установлены реликтовые формы, характерные для осадочно-диагенетических сульфидов, а также массивные колчеданные линзы, известные на месторождении Амантайтау.

По сравнению с регионально-метаморфизованными породами количество сульфидов в породах рудного поля Мурунтау повышено. В разрезах изученных нами «фоновых» скважин породы бесапанской свиты содержат только единичные мелкие кристаллы пирита.

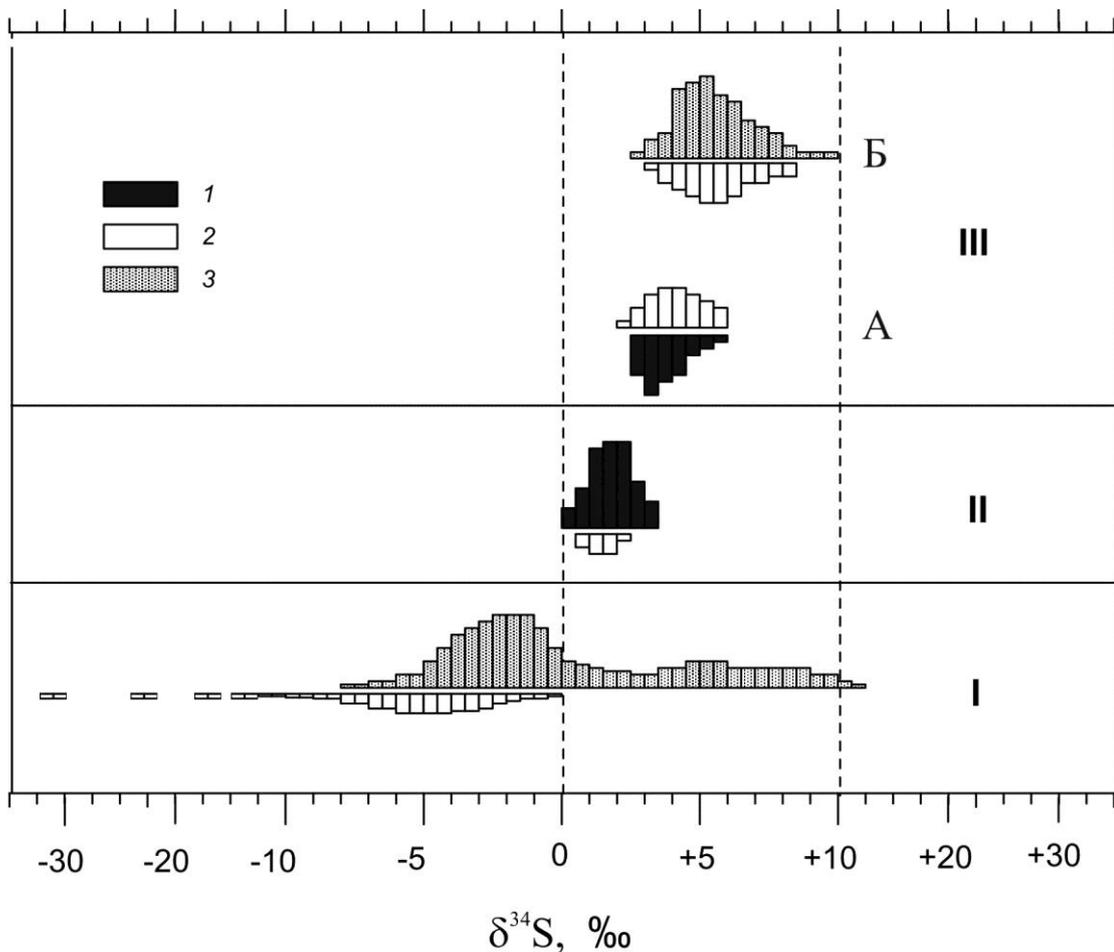


Рис. 57. Изотопный состав серы сульфидов рудного поля Мурунтау:
 этап: I — дорудный, II — раннерудный, III — позднерудный, IV — пострудный;
 минеральные ассоциации: А — продуктивная, Б — непродуктивные;
 минералы: 1 — арсенопирит, 2 — пирит, 3 — пирротин

В рудном поле содержание серы в породах составляет около 1% массы [Кременецкий, Лapidус, СкрЯбин, 1990] или 1% объема сульфидов, что на порядок выше кларка для песчано-глинистых отложений. При этом основное количество серы сосредоточено в сланцах.

Основу рассматриваемой сульфидной минерализации составляет пирротин, который присутствует в породах как вблизи поверхности (скв. МС-1), так и на глубинах 4 км (скв. СГ-10). В экзоконтакте гранитного массива в составе рудной минерализации возрастает относительная доля ильменита, который присутствует в пирротине в виде включений. Здесь же в 500-метровой приконтактной зоне наблюдается значительное количество немагнитной разновидности пирротина. Рентгенометрически он был определен как гексагональный.

Ореолы развития гексагонального пирротина проявлены в нижних частях разрезов всех скважин на глубинах 1.5—2 км и более. Выше распространен только моноклинный пирротин. В приповерхностной зоне (0—500 м) пирротин сменяется пиритом, развитым преимущественно в пачках углеродисто-сланцевых сланцев. В пирите здесь наблюдаются включения пирротина, а также микронная сыпь магнетита.

На сингенетичный характер сульфидной вкрапленности в большинстве случаев указывает ее приуроченность к определенным стратиграфическим уровням разреза. В частности, отмечалось повсеместное распространение сингенетичного пирита именно в рудоносной пестробеспанской подсвете [Курбанов, Арифуров, Кучеревский и др., 1994]. Однако в рудном поле ореол развития дорудной сульфидной минерализации достаточно равномерно охватывает весь 4-километровый разрез и не привязан к каким-либо литолого-стратиграфическим горизонтам. Если на небольших глубинах приуроченность основной массы сульфидов к сланцам может быть интерпретирована как литологический контроль, то вблизи гранитного массива аналогичной интенсивной сульфидизации подверглись и кварц-полевошпатовые разности пород. Выделения пирротина совместно с биотитом отчетливо приурочены здесь к трещинам кливажа, что указывает на ведущую роль проницаемости пород в распределении сульфидной минерализации.

Парагенетические взаимоотношения пирротина и метасоматического биотита свидетельствуют о том, что формирование куполообразного ореола пирротинизации связано с внедрением гранитного массива. Сульфидная вкрапленность, таким образом, представляет собой закономерную составляющую магнезиально-железистых метасоматитов прогрессивной стадии развития процесса.

С учетом сказанного природа дорудной сульфидной минерализации может быть определена как гидротермально-метасоматическая. Это определение не исключает как первично-осадочный, так и любой другой источник серы, но указывает на то, что процесс формирования сульфидной вкрапленности не ограничен локальным перераспределением серы при метаморфизме пород. В процессе внедрения гранитного массива сера могла быть мобилизована из осадочных или магматических пород коры и над фронтом магматического замещения выноситься в вышележащие горизонты. Нельзя также исключать вероятность

присутствия серы в самих гранитизирующих (трансмагматических по Д.С.Коржинскому) флюидах. Любое из подобных предположений объясняет относительную обогащенность серой пород рудного поля.

Изохимический метаморфизм любой степени не отражается на изотопных параметрах сингенетичной сульфидной вкрапленности. В процессах выщелачивания сульфидов из осадочных или магматических пород также не происходит существенного разделения изотопов. В зависимости от физико-химических условий среды, $\delta^{34}\text{S}$ образующегося сероводорода может отличаться от $\delta^{34}\text{S}$ исходного сульфида как в меньшую, так и в большую сторону на 1—3‰ [Гриненко, Гриненко, 1974]. Очевидно также, что при переходе всей серы во флюидную фазу изотопный эффект будет нулевым. Следовательно, переотложенная сера должна унаследовать основные изотопные признаки своего источника.

Для дорудных сульфидов рудного поля Мурунтау в целом характерна широкая дисперсия изотопного состава серы (см. рис. 57). В количественном отношении преобладают сульфиды с отрицательными $\delta^{34}\text{S}$ от +0.5 до -10.5‰, распространенные в сланцах. Входящий в состав алевропесчаников пирротин отличается положительными $\delta^{34}\text{S}$ +1.5...+11.1‰. Подобная закономерность может иметь двойственную природу. Во-первых, обогащенность грубозернистых пород тяжелым изотопом ^{34}S может быть связана с тем, что скорость их накопления превышала скорость сульфатредукции. Во-вторых, если в процессах миграции предположительно участвовала изотопно-легкая сера, то она преимущественно обогащала проницаемые сланцевые горизонты. Однако в любом случае изотопные данные прямо указывают на присутствие в составе дорудной сульфидной минерализации серы осадочно-диагенетического происхождения [Гриненко, Гриненко, 1974].

Пирротин, широко распространенный в экзоконтакте Мурунского гранитного массива, отличается от остальной массы сульфидов более узкими вариациями $\delta^{34}\text{S}$ и отчетливо зональным распределением данного параметра. Установлено, что по мере приближения к гранитам $\delta^{34}\text{S}$ пирротина закономерно уменьшается. При этом магнитная фракция, содержащая преимущественно поздний моноклинный пирротин, во всех исследованных образцах содержит больше тяжелого изотопа ^{34}S по сравнению с немагнитным гексагональным пирротинном.

Выявленная зональность не может быть связана с воздействием гранитоидов на сингенетичный с породами пирит, поскольку в таком случае легким изотопом серы были бы обогащены внешние зоны сульфидных выделений [Гриненко, Гриненко, 1974]. Более вероятной причиной прогрессивного накопления тяжелого изотопа в более поздних и удаленных от интрузии выделениях пирротина может служить изменение физико-химического режима при выходе флюида из гранитов во вмещающие породы [Кряжев, 2002].

В заключение необходимо рассмотреть возможные причины смены пирротина пиритом вблизи поверхности. Как известно, фазовый переход пирит—пирротин зависит не столько от температуры, сколько от активностей серы и кислорода. Именно восстановительные свойства среды, по нашему мнению, служат причиной возникновения зон пирротинизации в черносланцевых породах. С этой точки зрения смена пирротина пиритом на верхних горизонтах может быть обусловлена как снижением температуры, так и увеличением активности кислорода и/или серы. Повышение активности серы в растворе, в свою очередь, может быть связано с присутствием в сланцах более ранней сульфидной минерализации.

Концентрации золота в дорудных сульфидах, так же как и в осадочно-метаморфогенных пиритах района в основной массе не превышают 0.1 мкг/г (табл. 41). Даже при 5%-ном содержании сульфидов это соответствует кларковым содержаниям металла в породах. Близкие результаты были получены И.М.Юдиным (см. табл. 41). Несколько повышенные (до 0.25 мкг/г) содержания золота в пирите из проб, отобранных этим исследователем в пределах месторождения, очевидно, связаны с наложением более поздних процессов. Это следует из описания образцов и подтверждается не характерными для дорудного пирита $\delta^{34}\text{S}$ проанализированных сульфидов от +0.6 до +7‰ [Юдин, 1971]. Таким образом, полученные нами и предыдущими исследователями данные не позволяют делать обоснованные выводы о присутствии в пределах рудного поля Мурунтау сингенетичной золотоносной минерализации.

Таблица 41. Концентрации золота в дорудных сульфидах

Участок	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Концентрация Au, мкг/г среднее (от—до)	Число проб
<i>Вкрапленность пирита в углеродистых породах рудного поля</i>			
Мютенбай	−6.1...+6.4	0.092 (0.060—0.220)	5
<i>Вкрапленность пирротина в углеродистых породах рудного поля</i>			
МС-2, МС-1	−3.6...+11.1	0.014 (<0.003—0.020)	26
СГ-10 (<1700 м)	−5.4...+5.7	0.052 (<0.001—0.320)	17
СГ-10 (>1700 м)	−3.9...+3.4	0.028 (<0.003—0.170)	13
<i>Сульфидная вкрапленность в породах рудного поля Мурунтау [Юдин, 1971]</i>			
Надрудная толща	Пирит	0.144	9
«	Пирротин	0.045	7
Подрудная толща	Пирит	0.063	10
Рудовмещающая толща	Пирротин	0.110	20
	Пирит	0.250	26
<i>Конкреции пирита в породах рудного поля Даугызтау [Заури, 1992]</i>			
Скв. 2886, 2915, 7820, 7870	+8.4...+34.7	0.360	7
<i>Осадочно-метаморфические пириты за пределами рудных полей [Шашорин, 1991]</i>			
Южный Тамдытау		0.031—0.095	25

По данным Н.К.Курбанова с соавторами [Курбанов, Арифуров, Кучеревский и др., 1994], в отдельных конкрециях пирита на Даугызтау концентрации золота достигают 5 мкг/г. Однако, указанные сульфиды существенно обогащены тяжелым изотопом серы (табл. 41). Эта

особенность практически исключает вероятность их широкого распространения в пределах рудного поля Мурунтау, породы которого насыщены изотопно-легким пирротином.

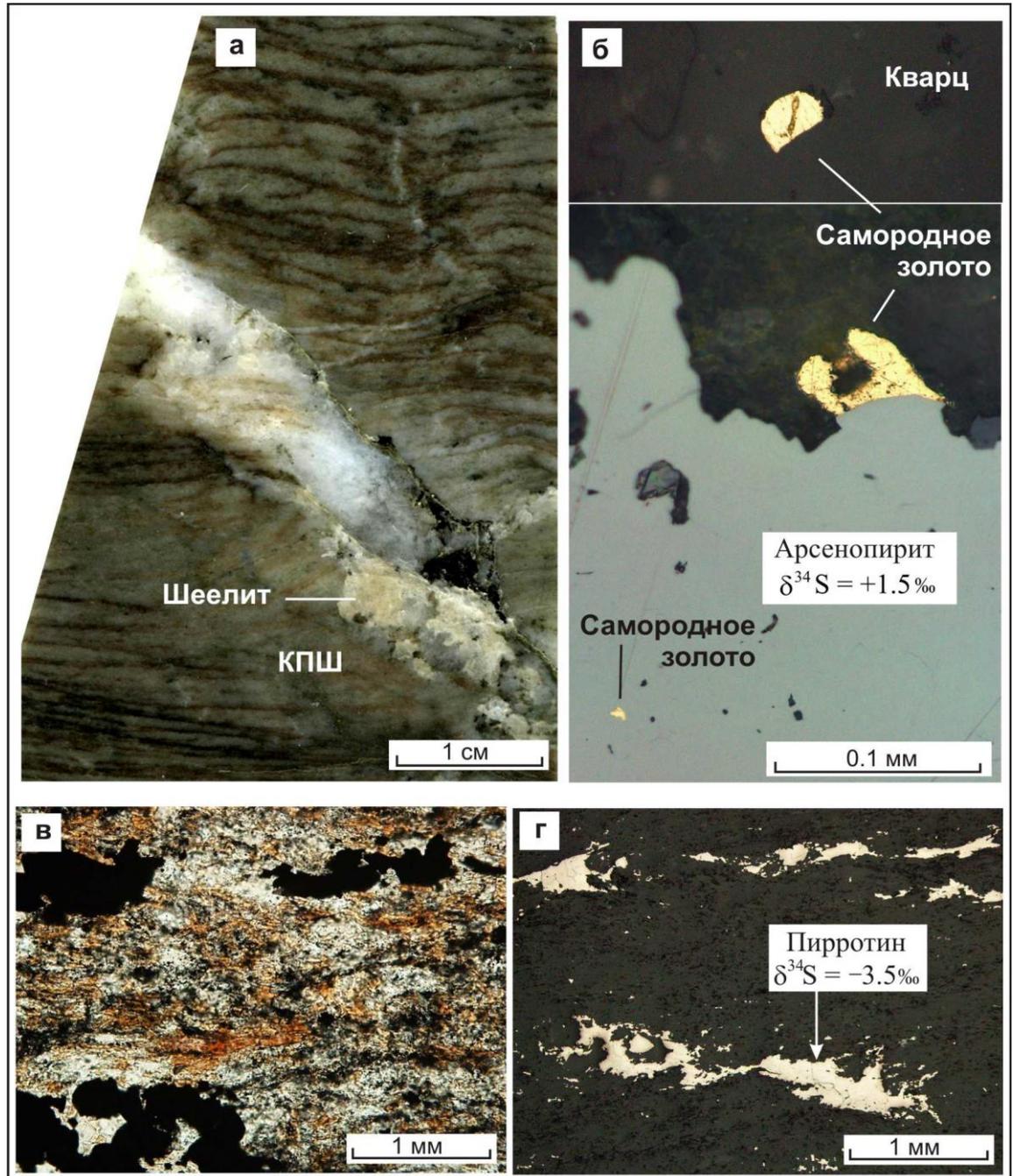
Подводя итог, следует еще раз отметить основные особенности дорудной сульфидной вкрапленности, определяющие параметры той среды, в которой развивались все последующие процессы: широкую дисперсию изотопного состава серы, преобладание отрицательных $\delta^{34}\text{S}$ и низкую золотоносность.

Продуктивная сульфидная минерализация. Разновременные продуктивные минеральные ассоциации отличаются относительно малой дисперсией $\delta^{34}\text{S}$. На раннерудном этапе вариации в целом составили интервал от +0.1 до +3.4‰, в большинстве случаев от +1 до +2.5‰. Позднерудные сульфиды характеризуются разбросом значений $\delta^{34}\text{S}$ от +2.5 до +5.1‰, в большинстве случаев от +2.5 до +4.5‰. Увеличение $\delta^{34}\text{S}$ на позднерудном этапе установлено как в среднем по рудному полю, так и на участках совмещения разновременных ассоциаций. Синхронно с увеличением $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах возрастает концентрация золота (в среднем от 0.5 до 20 мкг/г) (табл. 42), что свидетельствует о сопряженности процессов отложения сульфидов и золота.

Таблица 42 Содержание золота в монофракциях сульфидов из руд месторождения Мурунтау

$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Концентрация Au, мкг/г			Число проб
	От	До	Среднее	
<i>Арсенопирит-II</i>				
-0.5...0	0	0.7	0.4	2
+0.1...+1	2.3	8.9	4.7	3
+1.1...+2	2.2	41.0	9.3	7
+2.1...+3	1.2	50.6	12.4	15
<i>Позднерудная пирит-арсенопиритовая ассоциация</i>				
<i>Арсенопирит-III</i>				
+3.1...+4	1.2	78.5	14.3	13
+4.1...+5	2.2	58.4	20.5	4
+4.5	180	190	185	2
<i>Пирит-III</i>				
+2.1...+3	2.9	8.7	5.4	4
+3.1...+4	1.2	40.1	8.2	18
+4.1...+5	0.3	35.5	10.1	20
+5.1...+5.5	0.1	15.3	6.1	5
+3...+5	104	112	108	3

Необходимо подчеркнуть, что рудные тела отличаются высокой гомогенностью серы, несмотря на локализацию продуктивной минерализации в сульфидизированных породах с широкими вариациями $\delta^{34}\text{S}$ (рис. 58, 59). Влияние дорудных сульфидов было установлено в единичных случаях в скв. СГ-10, МС-1 и в подрудной части разреза скв. МС-2, т.е. главным образом на флангах рудных зон и рудного поля в целом. Наиболее характерные примеры показаны на рис. 60.



Руды (фото аншлифов): а - кварцевые прожилки с шеелитом и арсенопиритом в кварц-калишпатовых метасоматитах; б - самородное золото в ассоциации с арсенопиритом.

Вмещающие породы: углеродистые кварц-альбит-биотитовые сланцы с линзовидной вкрапленностью пирротина (в - прозрачный шлиф. николи ||, г - аншлиф).

Рис. 49. Рудная минерализация в метасоматитах месторождения Мурунтау (скв. МС-2, интервал 1520--1535 м) [Кряжев, 2017].

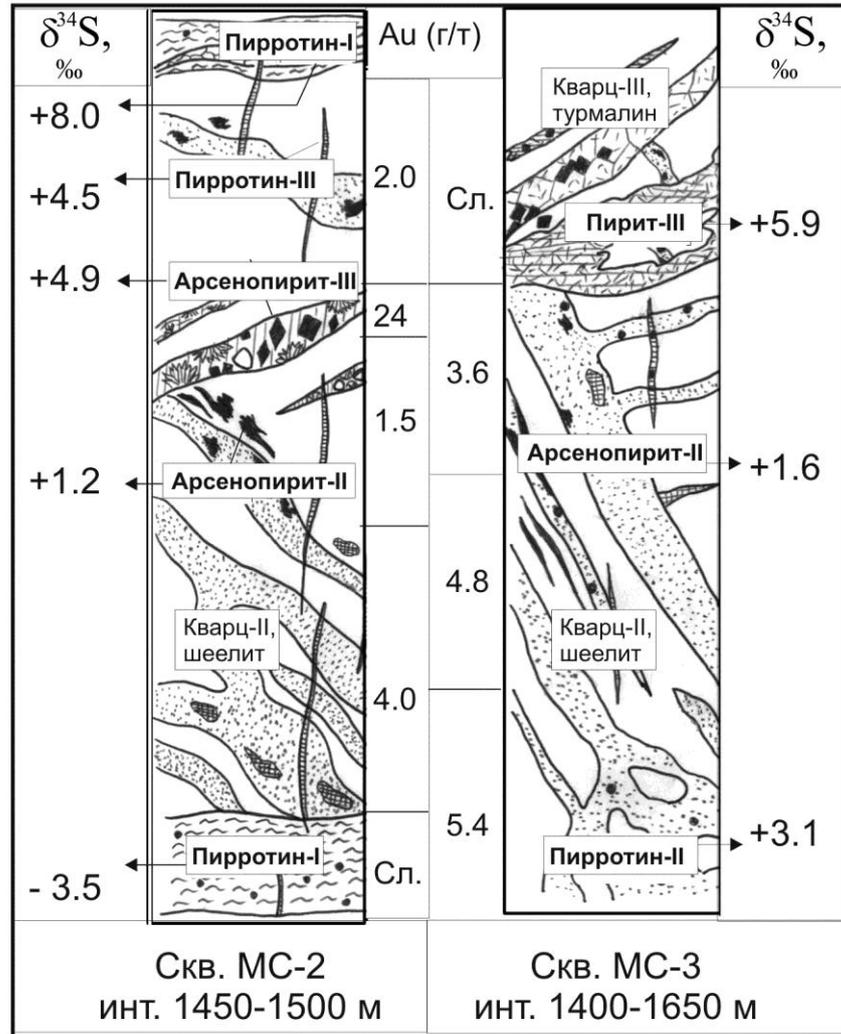


Рис. 59. Внутреннее строение зон сульфидной минерализации в скв. МС-2 и МС-3

В скв. МС-1 зона золотоносных кварц-шеелит-арсенопиритовых прожилков развита в породах, содержащих интенсивную вкрапленность пирита $\delta^{34}\text{S}$ $-2.5...-10.5\%$. Если в центре рудного тела $\delta^{34}\text{S}$ арсенопирита составляет $+2.3\%$, то на периферии она снижается до -6.6% . Окислительное состояние флюида при этом не изменялось, о чем свидетельствует постоянство CO_2/CH_4 $11.4-10.2$. В скв. МС-2 (см. рис. 59) наблюдалось изменение изотопного состава позднерудных сульфидных прожилков по мере удаления от зоны кварц-турмалиновых брекчий от $+7.9$ до $+7.3\%$ и далее до $+2.3\%$ при $\delta^{34}\text{S}$ вкрапленного пирита -1.4% .

Н.М.Заири с соавторами была выявлена аналогичная изотопно-геохимическая зональность, выраженная в понижении $\delta^{34}\text{S}$ от $+6.5$ до -4% вверх по разрезу [Заири, Глухов, Васюта, 1987]. Из приведенных в работе диаграмм следует, что причиной изменчивости $\delta^{34}\text{S}$ служил переменный изотопный состав серы во флюидах. Наиболее вероятной причиной понижения $\delta^{34}\text{S}_{\text{ΣS}}$ может быть ассимиляция растворами изотопно-легкой сульфидной серы из сланцев, которые широко развиты в верхней части изученных авторами разрезов.

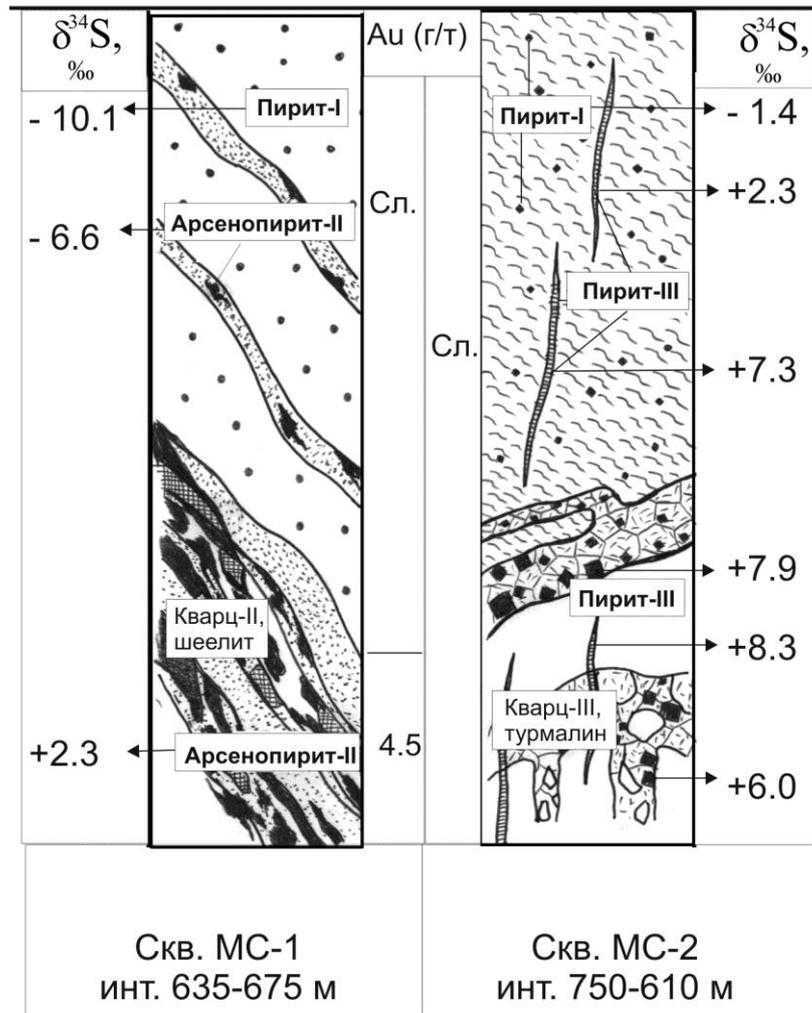


Рис. 60. Внутреннее строение зон сульфидной минерализации в скв. МС-1 и МС-2

Приведенные примеры указывают на необходимость учета вероятного влияния среды на изотопные параметры флюидных систем. При локализации рудных жил в сульфидизированных породах достоверная оценка $\delta^{34}\text{S}$ продуктивной минерализации требует статистического подтверждения. Также необходимо учитывать, что расчеты $\text{SO}_4/\text{H}_2\text{S}$ на основе данных по температуре отложения и $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов, оценка pH и определение $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ возможны только при условии постоянства последнего параметра [Ohmoto, 1972]. Это требование выполняется исключительно в центральных участках минерализованных зон, где высокое $S_{\text{раствор}}/S_{\text{порода}}$ исключает влияние вмещающей среды на изотопные параметры гидротермальных сульфидов.

С другой стороны, выявленное отличие по $\delta^{34}\text{S}$ рудной минерализации от вмещающих пород однозначно свидетельствует о том, что дорудная сульфидная вкрапленность не могла служить источником серы продуктивных флюидных систем. Изотопные данные позволяют утверждать, что сера привносилась в область рудоотложения из внешнего резервуара с изотопным составом серы $\delta^{34}\text{S}$ от +2 до +4‰. Некоторое увеличение доли тяжелого изотопа серы на позднерудном этапе, вероятнее всего, связано с эволюцией магматического очага.

Выводы. На дорудном и пострудном этапах в пределах рудного поля существовали конвективные гидротермальные системы, основу которых составляли воды поверхностного происхождения, имевшие изначально метеорную природу с δD -97% и $\delta^{18}O$ -13.5% . В результате обменных реакций в системе вода—порода изотопный состав их кислорода в различной степени сместился в сторону положительных $\delta^{18}O$, достигающих $+11\%$ в зоне контакта гранитного массива. Это отразилось в широкой дисперсии $\delta^{18}O$ жильного кварца непродуктивных ассоциаций.

Дорудные карбонаты были сформированы в процессе гидролиза органического вещества вмещающих пород. Углерод пострудных карбонатов имеет полигенную природу и заимствовался как из вмещающих углеродистых пород, так и из перекрывающей карбонатной толщи. Только в рудообразующих растворах установлена углекислота, которая может иметь эндогенное происхождение ($\delta^{13}C$ $-7\pm 1\%$).

Дорудная сульфидная вкрапленность сформирована в результате метасоматических процессов, сопровождавших внедрение гранитного массива. При этом часть серы заимствована из осадочных пород, однако значительное количество этого элемента могло быть привнесено трансмагматическими флюидами. Дорудные сульфиды характеризуются широкой дисперсией изотопного состава серы с преобладанием отрицательных $\delta^{34}S$ и не содержат золота.

Непродуктивные пирит-турмалиновая и марказит-пирротиновая ассоциации относительно обогащены изотопом ^{34}S (до $+10\%$), что связано с поступлением в систему сульфатсодержащих вод поверхностного происхождения (табл. 43)..

Продуктивные флюидные системы отличались постоянством изотопных составов кислорода ($\delta^{18}O$ $+7.2\pm 0.8\%$) и серы ($\delta^{34}S$ $+2$ — $+4\%$) на протяжении длительного периода времени от 273 до 231 млн.лет. Источником этих элементов не могли служить вмещающие метатерригенные породы

Таблица 43. Изотопно-геохимические параметры минералообразования на рудном поле Мурунтау

Флюид			Кварц	Карбонаты		Сульфиды
δD , ‰	$\delta^{18}O_{H_2O}$, ‰	$\delta^{13}C_{CO_2}$, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{34}S$, ‰
<i>Дорудный этап</i> (Пирротин-I, карбонат-I, кварц-I)						
-97	-0.5...+11	-14.3...-9.5	+4.2...+16.4	+11.5...+16.0	-19.7...-8.9	-10.5...+11.1
<i>Раннерудный этап</i> (Кварц-II+арсенопирит-II+карбонат-II)						
-79	+7.2±0.8	-7±1	+11.8...+13.4	+10.4	-8.9	+1.5±1.5
<i>Позднерудный этап</i> (Кварц-III+арсенопирит-III)						
-	+7.5±0.5	-7±1	+14.9...+15.5			+3.5±1.5
Кварц-III+пирит-III						
-	+4...+8	-	+9.8...+15.5			+3.0...+8.8
Карбонат-III+пирротин-III						
-	+6.5±0.5	-6±1	-	+12.5...+18.2	-8.5...-4.9	+1.4...+10.3
<i>Пострудный этап</i> (Кварц-IV, Карбонат-IV, Карбонат+пирит-IV)						
-	-0.3...-13.9	-7.5...-18.8	-3.4...+7.0	-1.0...+26.5	-10.4...-1.6	-35?...+39

Модель рудообразующей системы

Природа рудоносных флюидов. Изложенные выше результаты комплексных исследований свидетельствуют о том, что продуктивные флюидные системы отличаются от дорудных и пострудных всем спектром изотопных и термобарогеохимических параметров. Для рудообразующих растворов характерны:

- щелочно-хлоридный состав, повышенная концентрация солей и углекислоты, устойчивая геохимическая специализация (мышьяк + бор);
- изотопная гомогенность серы и кислорода;
- стабильность химических и изотопных параметров на протяжении длительного периода времени при дискретном характере развития гидротермального процесса.

Могли ли подобные флюиды сформироваться в закрытой системе вмещающие метатерригенные породы—активизированные метеорные воды? Установленные факты и закономерности позволяют ответить на этот вопрос отрицательно.

Полученные нами результаты изучения дорудной и пострудной минерализации указывают на одну из характерных особенностей конвективных (рециклинговых) систем — переотложение вещества осадочных пород при широкой дисперсии изотопных составов серы, углерода и кислорода. Это вполне закономерно, т.к. на результат изотопно-обменных реакций влияют многие переменные — соотношение объемов флюида и пород, температура обмена, изотопные параметры слагающих породу минералов.

По химическому составу рудоносные растворы неравновесны с углеродистыми породами. Полученные при изучении дорудных минеральных ассоциаций изотопные данные и результаты изучения включений согласуются с термодинамическими расчетами [Кольцов, 1990] и позволяют утверждать, что равновесная с терригенными породами флюидная фаза характеризуется незначительным содержанием хлор-иона и CO_2/CH_4 , близким к 1.

Известно, что изотопный обмен в системе вода/порода приводит к изменениям $\delta^{18}\text{O}$ растворов, но практически не влияет на изотопный состав водорода воды. Изотопный состав метеорных вод района, как было показано выше, за рассматриваемый период времени не изменился. Поэтому выявленное увеличение δD рудоносных флюидов может быть связано только с поступлением в систему воды из эндогенного источника. Согласно принятой классификации [Тейлор, 1982], по изотопному составу кислорода и водорода рудообразующие флюидные системы Мурунтау относятся к «первично-магматическим» как по значениям $\delta^{18}\text{O}$ и δD , так и по характерной изотопной гомогенности водной фазы.

Изотопный состав серы продуктивной сульфидной минерализации свидетельствует об аллогенной природе этого элемента. Частичное заимствование растворами серы из вмещающих

пород привело бы к значительным вариациям $\delta^{34}\text{S}$, а ее полное растворение и гомогенизация — к возникновению флюида с отрицательными $\delta^{34}\text{S}$, что не наблюдается в действительности.

Изотопные данные, таким образом, указывают на существование внешнего буферирующего резервуара серы и кислорода, контролирующего состав флюидных систем 273—231 млн. лет назад. Подобным резервуаром не могла служить мантия, поскольку ювенильные флюиды должны характеризоваться $\delta^{18}\text{O} +5\dots+6$ и $\delta^{34}\text{S}$ около 0‰ [Тейлор, 1982; Омото, Рай, 1982]

Обращает на себя внимание близкое соответствие изотопных составов продуктивных флюидных систем и магматических пород рудного поля. Диапазоны вариаций $\delta^{18}\text{O}$ водной фазы флюидов и магматических пород перекрываются. Если это совпадение не случайно, то оно указывает на околоматические температуры изотопного обмена, когда разделение изотопов между водой и силикатами незначительно. Теоретически, при 800°C водная фаза обогащается изотопом ^{18}O не более чем на 1‰ относительно кварц-полевошпатовой породы.

Как известно, изотопная гомогенизация серы также наиболее вероятна именно в однородных высокотемпературных системах — магматических очагах [Гриненко, Гриненко, 1974]. Примечательно, что магматические породы и золотоносные сульфиды рудного поля близки не только $\delta^{34}\text{S}$, но и тенденциями их изменения во времени.

Предположения о магматическом источнике растворов полностью согласуются и с результатами изучения флюидных включений: флюидная фаза, равновесная с гранитным расплавом, имеет щелочно-хлоридный, существенно углекислотный состав [Рябчиков, 1975; Реддер, 1987].

Таким образом, изотопно-геохимические параметры флюидов могли определяться большим резервуаром магмы, т.е. магматическим очагом. Следует отметить, что имеется в виду не гипотетический очаг, а конкретный, существование которого в данный период времени под рудным полем доказано. Малые интрузии также являются производными этого очага, что позволяет говорить о парагенетической связи флюидных систем и даек. На основе полученных фактических данных природу продуктивных флюидных систем можно определить как магматогенную.

В качестве основного критерия отличия метаморфогенно- и магматогенно-гидротермального рудообразования принят источник вещества и транспортирующих агентов [Добрецов, Кривцов, 1985]. В магматогенно-гидротермальной модели таким источником служит магматический очаг. В метаморфогенно-гидротермальной модели источником вещества выступают рудовмещающие или нижележащие геологические формации, а транспортирующими агентами — погребенные, метаморфогенные или в различной степени измененные метеорные (поверхностные) воды. При этом главная особенность

метаморфогенных растворов — относительно медленная фильтрация, благодаря чему они успевают прийти в равновесие с вмещающими породами, которые буферируют свойства растворов по многим параметрам (так называемая система с местными буферами.) Такой режим принято называть «порододоминирующим». Состав же магматогенных гидротерм определяется в основном свойствами магматической системы (так называемая система с отдаленными буферами). Благодаря быстрой фильтрации растворы не успевают прореагировать с вмещающими породами и обнаруживают по отношению к ним известную автономность («флюидодоминирующий» режим минералообразования). Выявленные на рудном поле Мурунтау особенности продуктивных систем указывают на магматогенно-гидротермальную природу руд, большинство других моделей в данном случае не находят своего подтверждения.

Магматизм и рудообразование

Результаты комплексных изотопно-геохимических исследований позволяют рассмотреть закономерности развития флюидных систем на рудном поле Мурунтау (рис. 61) в рамках известных моделей плутоногенно-гидротермальных месторождений [Хомичев, 1988; Покалов, 1992; и др.; Soloviev, Kryazhev, Dvurechenskaya, 2017b]. Основные этапы эволюции рудно-магматических систем в таких моделях связываются с закономерностями становления многофазных рудопродуцирующих плутонов.

1. На магматической стадии ранние метасоматические преобразования обусловлены деятельностью трансмагматических флюидов в условиях открытой системы. Состав таких флюидов до настоящего времени остается предметом дискуссии. Изотопные данные не позволяют предполагать их существенно водный состав, однако указывают на возможное присутствие в них серы в виде сернистого газа. Не исключено, что именно с низкой плотностью флюидов связана их «стерильность» в отношении золота, которое практически отсутствует в дорудном пирротине. В количественном отношении на данном этапе резко преобладают поровые подземные воды. Ведущая роль пластовых вод в процессе пропилитизации считается основной причиной экстенсивного развития этого типа предрудных изменений, причем на некоторых месторождениях подобное предположение подтверждается изотопно-кислородными данными [Жариков, Русинов, Маракушев и др., 1998].

2. Ослабление глубинного потока энергии приводит к образованию кристаллической оболочки в верхней части магматической камеры и продвижению фронта кристаллизации внутрь массива. Таким образом, основной объем магматического очага изолируется от вышележащей толщи пород. Именно этим объясняется оторванность во времени дорудного метасоматоза от основной фазы гидротермально-метасоматической деятельности и отсутствие в системе магматогенных флюидов после остановки интрузивного фронта. На этом этапе основу

гидротермальной системы продолжали составлять поверхностные подземные воды, активизированные в тепловом поле массива.

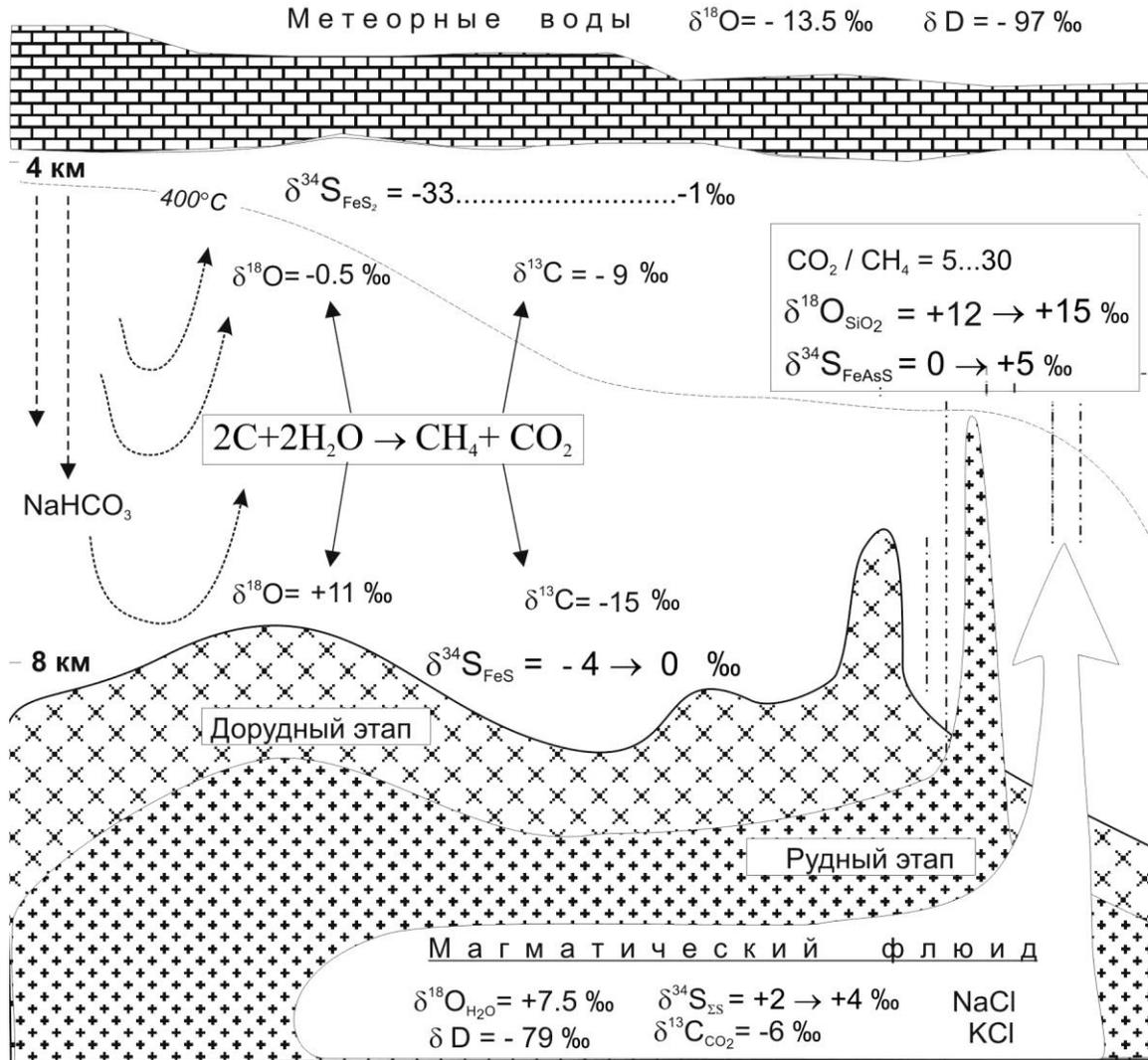


Рис. 61 Модель магматогенно-гидротермальной системы Мурунтау [Кряжев, 2002].

Несмотря на наиболее широкомасштабное взаимодействие флюидных систем с вмещающими породами, формирование дорудных минеральных ассоциаций не сопровождалось концентрированием золота.

3. Относительная изоляция расплава от трещиноватых вмещающих пород служит причиной его более медленной кристаллизации и глубокой дифференциации [Soloviev, Kryazhev, Dvurechenskaya, 2017b]. Остаточный расплав обогащается бором, щелочами, летучими и рудными компонентами, происходит его разделение по содержанию мафических и фельзических компонентов, что проявляется впоследствии в «пестром» составе интратурдных даек. Очевидно, что с этим процессом связана и дифференциация изотопов серы в магматической камере. В субликвидусной области совместно с расплавом возможно

существование солевого флюида, в котором концентрируются рудные компоненты. Подобное «созревание» системы — характерный признак продуктивных интрузивных массивов и может иметь ведущее рудогенерирующее значение [Жариков, Русинов, Маракушев и др., 1998; Хомичев, 1988].

4. Полистадийность рудообразующего процесса и интратрудное дайкообразование связаны с последовательным вскрытием очагов сосуществующих флюидов и расплавов при закономерном повышении внутреннего давления наряду с тектоническими подвижками. При этом дайковые тела не являются источниками рудообразующих флюидов. Малые интрузии и продуктивные флюидные системы связаны парагенетически общностью глубинного магматического очага.

Формирование рудных тел месторождения Мурунтау началось примерно 273 млн.лет назад и продолжалось в течение 40 млн.лет дискретными импульсами. Магматогенные флюиды, продвигаясь вверх и имея избыточное по отношению к вмещающей среде давление, вымывали поровые воды. Присутствие последних было установлено в редких случаях на флангах системы, а также в зонах развития непродуктивных кварцевых жил. Рудные тела формируются исключительно в зонах восходящих магматогенных потоков.

5. Снижение средних *PT*-параметров по мере развития системы, вероятно, связано с отступлением магматического источника на более глубокие уровни земной коры. Затухание эндогенной активности сопровождалось усилением роли поверхностных гидродинамических систем, доминирующих на пострудном этапе. Появление в системе неметаморфизованных метеорных вод свидетельствует об ее открытости для инфильтрующихся в земную кору атмосферных осадков. В этом, по нашему мнению, заключена причина появления в растворах углерода и серы из перекрывающей толщи, которая была частично нарушена или сэродирована. Низкие (около 50°C) температуры заключительной стадии гидротермального процесса указывают на то, что мощность перекрывающих рудное поле пород к концу триаса не превышала 1 км.

Основные источники золота

В большинстве предложенных генетических моделей ключевой вопрос об источнике золота уникального месторождения Мурунтау решается однозначно в пользу привноса металла с глубоких горизонтов земной коры или из мантии. Согласно расчетам, ресурсы вмещающих терригенных пород не могли обеспечить установленные в рудах концентрации не только золота, но и вольфрама, серебра и висмута [Кременецкий, Лapidус, Скрыбин, 1990]. Не установлены и ореолы выноса золота вблизи рудных тел. Напротив, околорудные ореолы характеризуются значительным привносом металла. Достаточно представительные результаты

приведены С.Ю.Шером и И.М.Юдиным [Шер, Юдин, 1971; Юдин, 1971], которые показали, что в ряду «неизменные породы флангов месторождения—неизменные породы в пределах штокверка—биотитовые метасоматиты (внешняя зона)—кварц-калишпатовые и кварц-серицитовые метасоматиты (внутренняя зона)» происходит закономерное увеличение содержания золота: (в мг/т, в скобках — число проб): 7 (15)→17.6 (17)→49 (31)→140 (29).

В полигенно-полихронных и регенерационных моделях магматизму отведена рудообразующая роль, а основной эпохой привноса золота глубинными флюидами считается геосинклинальный этап развития территории. По данным Н.К.Курбанова, уникальное концентрирование золота на месторождении Мурунтау во многом связано именно с первичным и элизионно-катагенетическим накоплением металла в осадках конседиментационной впадины. Доказательствами существования доорогенных концентраций золота служат проявления золотосодержащих конкреций пирита (0.05—0.90, до 5 мкг/г) в пестробесапанской подсвете [Курбанов, Арифлулов, Кучеровский и др., 1994], а также золотосодержащие кварцевые гальки в нижнедевонских конгломератах.

Таким образом, основная проблема заключена в доказательстве рудогенерирующего значения орогенного магматизма и оценке относительной доли золота, вынесенного в верхние горизонты земной коры магматогенными флюидами.

Как было показано выше, наиболее интенсивно процессы регенерации и переотложения вещества метатерригенной толщи протекали на дорудном этапе развития магматогенно-гидротермальной системы, когда конвективные гидротермальные потоки интенсивно взаимодействовали с рудовмещающими и подстилающими породами вплоть до кровли гранитного массива. Наиболее вероятно, что осадочно-диагенетические и метаморфогенные минеральные образования подверглись полной деструкции именно в этот период времени.

Детальное изучение керна скв. СГ-10 и скважин-спутников показало, что в биотитизированных и пирротинизированных породах отсутствуют кварц-сульфидные образования с повышенным содержанием золота. Сформированная на этом этапе кварцевая и сульфидная минерализация проявлена во всем объеме рудного поля и содержит золото на субкларковом уровне. Не выявлены повышенные концентрации металла и в органическом веществе. Поэтому наиболее вероятно, что в период внедрения гранитов локальные доорогенные скопления золота в большей степени были рассеяны.

Минеральные ассоциации следующего этапа, формирование которых по изотопно-геохимическим данным проходило при участии магматогенных флюидных систем, сопровождаются промышленным золотым оруденением. Рудоносные растворы не несут изотопных признаков взаимодействия с осадочными породами, что указывает на локализацию гидротермальных потоков в рудоподводящих тектонических зонах. Выполненные К-Ar и Ar-Ar

датировки [Канаш, Головин, Юрьева, 1980; Wilde, Layer, Mernagh et al., 2001], а также свидетельствуют о том, что породы за пределами месторождения в период рудообразования не подвергались энергетическому воздействию.

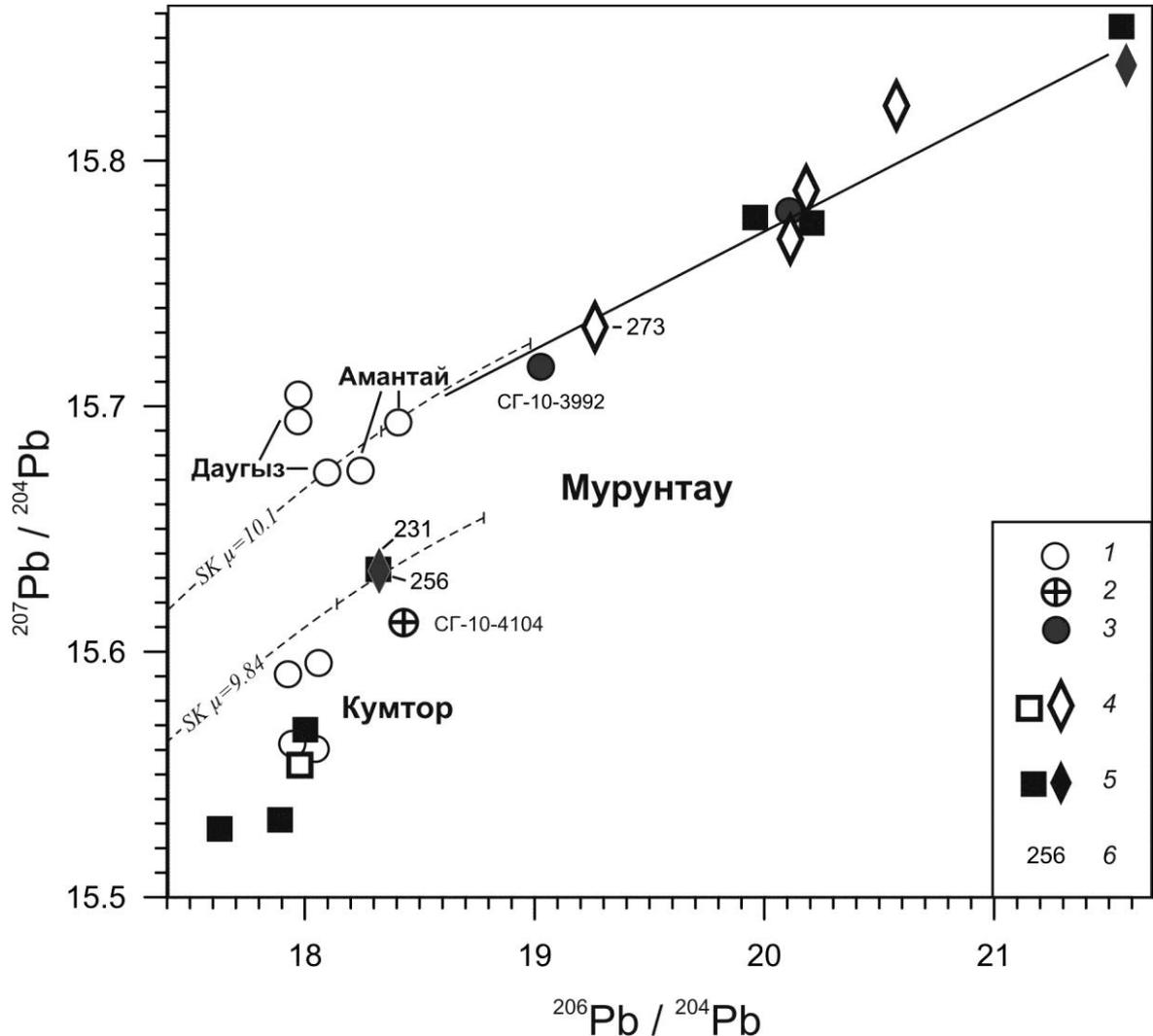
Таким образом, результаты изотопно-геохимических исследований рудного поля Мурунтау указывают на привнос золота в составе магматогенных флюидных систем из глубинного долгоживущего очага. По изотопным данным, магма в этом очаге не была контаминирована веществом палеозойских терригенных пород. Следовательно, единственным вероятным источником золота в магматической системе мог служить материнский базальтовый расплав и продукты его дифференциации. Формирование продуктивных рудообразующих систем при взаимодействии гранитной и базальтовой магм отмечено С.Д.Шером на многих золоторудных месторождениях [Шер, 1978].

Выводы Закономерности развития минералообразующих процессов на рудном поле Мурунтау соответствуют магматогенно-гидротермальной модели, в которой источником продуктивных флюидных систем и рудных компонентов служит глубинный магматический очаг. Доказательствами парагенетической связи гранитного массива, малых интрузий и рудоносных растворов служат близость их Rb-Sr возрастов и идентичность изотопно-геохимических параметров.

При полигенно-полихронной природе изученных флюидных систем в целом рудные концентрации золота имеют магматогенно-гидротермальное происхождение. При этом фактические данные *не позволяют предполагать заимствование золота из метатерригенных пород магмами и флюидами.*

Свинец в рудах месторождения Мурунтау по изотопному составу классифицируется как «аномальный» (рис. 53), что обусловлено высоким содержанием урана во вмещающих породах. Точки аномальных свинцов на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ располагаются вдоль прямой линии с наклоном 0.06 [Кряжев, 2013]. На ее продолжении находится область изотопных отношений свинца в пирите осадочно-диагенетических конкреций, распространенных в рудном поле Даугызтау, а также золотоносных эксгальционно-осадочных (по Ч.Х.Арифулову) залежей месторождения Амантай. Наблюдаемое распределение экспериментальных точек на диаграмме удовлетворительно объясняется смешением «нормального» свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.25$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.68$, возраст по эволюционной модели Стейси-Краммерса отвечает времени осадконакопления – около 450 млн. лет при $\mu=10.1$), с различным количеством радиогенного свинца, накопившегося в обогащенных ураном слоях за период 450–250 млн. лет. Сульфиды на всех этапах минерало- и рудообразования заимствовали свинец из вмещающих пород без ощутимого привноса этого элемента из внешнего источника.

Свинец, источником которого мог служить магматический очаг, установлен в двух мощных сульфидно-кварцевых жилах выполнения, относящихся к позднему этапу минералообразования. Жилы различаются по минеральному составу и Rb-Sr возрасту, однако при этом характеризуются идентичными отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.31$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.63$. Возраст этого свинца по модели Стейси-Крамерса составляет 300 млн. лет при $\mu=9.84$.



1 – осадочно-диагенетический пирит, 2 – галенит в гранитах Мурунского массива, 3 – пирротин в экзоконтакте гранитов, 4 – арсенопирит и пирит в золотоносных полевошпат-кварцевых метасоматитах (ранний этап), 5 – арсенопирит и пирит в жилах и прожилках (поздний этап), 6 – Rb-Sr возраст образцов [Костицын, 1993-1996].

Изотопные анализы (TIMS) выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ, аналитик Р.Ш.Крымский.

Рис. 62 Диаграмма изотопного состава свинца сульфидов золоторудных полей Средней Азии [Кряжев, 2013]. .

3.4.2. Месторождение Кокпатас

Исследование месторождения Кокпатас имеет большое значение, поскольку этот золоторудный гигант Кызылкумской провинции локализован в верхнем структурном этаже, сложенном вулканогенно-терригенными и эффузивными породами карбона. Месторождение является типичным представителем золото-сульфидной формации.

В описании Ю.И.Новожилова и А.М.Гаврилова [Новожилов, Гаврилов, 1999] можно найти ряд признаков, объединяющих месторождения Кокпатас и Мурунтау.

Широко распространенные магматические образования рудного поля представлены, по Д.А.Дорофееву и С.Д.Шеру (1972), тремя возрастными группами:

1 — ультрабазитами, базитами и кварцевыми порфирами ($C_2?$), которые проявлены в виде линзовидных и дайкообразных тел в зоне глубинного разлома.

2 — *гранодиоритами* (C_3-P_1), которые слагают сравнительно крупный плутон, обнажающийся на поверхности в окраинной юго-западной части рудного поля. По геофизическим данным, кровля плутона погружается под структуры рудного поля на глубины 1,5-3 км, но в центральной его части на поверхность выходят два штокообразных тела гранодиоритов, прорывающие отложения рудовмещающих толщ.

3 — комплексом малых интрузий пестрого состава пермо-триасового возраста, с которым наиболее тесно ассоциирует золотое орудение. Наибольшим распространением пользуются позднепермские - раннетриасовые дайки *диоритов, диоритовых порфиритов и лампрофиров спессартит-керсантитового ряда*, которые группируются в субширотные пучки, постоянно сопровождающие рудные зоны и рассматривающиеся в качестве генетически самостоятельного позднеорогенного комплекса малых интрузий.

Практически все промышленное орудение размещается среди пород *карашахской* свиты, сложенной преимущественно кварц-альбит-хлоритовыми сланцами. пространственно тяготея к субширотным разрывам.

Золотоносная сульфидная минерализация приурочена к участкам гидротермальных изменений пород лиственит-березитового типа. Среди пород с небольшими содержаниями углеродистого вещества они выражены очень контрастно, благодаря осветлению, и сводятся главным образом к замещению порообразующих минералов серицитом, мариозитом, карбонатами (доломитом, анкеритом, кальцитом), а также ранним пиритом. Первичные руды представлены гидротермально измененными вулканогенно-осадочными породами, пронизанными альбит-кварц-карбонатными прожилками и неравномерно минерализованными сульфидами; постоянно устанавливается приуроченность повышенных содержаний золота к участкам интенсивной сульфидизации при максимальном развитии арсенопирита. Спорадически встречающиеся в рудных телах кварцевые жилы практически незолотоносны.

Средние содержания золота в рудных телах относительно низкие (2,5-5,0 г/т) при равномерном распределении металла; содержание в рудах серебра незначительное. Руды характеризуются высокой сульфидностью. Содержание в рудах основных сульфидов, пирита и арсенопирита от 4 до 19 %, в среднем около 7-10 %,.

В составе руд выявлены разноэтапные и разностадийные минеральные новообразования. Среди образований собственно золоторудного этапа выделяются пять минеральных ассоциаций: 1 — предрудная, пирит-кварц-серицит-карбонатная; 2 — ранняя продуктивная, *золото-пирит-арсенопиритовая*; 3 — *кварц-калинитовая*; 4 — поздняя продуктивная, *золото-кварц-карбонат-полисульфидная*; 5 — позднерудная, кварц-карбонат-антимонитовая (часто сереброносная).

Арсенопирит является основным концентратором золота в рудах. Содержание золота в монофракциях (по 50 пробам) колеблется от первых граммов до 1330 г на 1 т при модалном содержаний 30-60 г/т. В более золотоносной тонкоигольчатой разновидности среднее содержание золота составляет около 100 г/т, в более грубозернистой изометричной — около 36 г/т. В качестве примеси в арсенопирите характерно присутствие сурьмы.

Определения абсолютного возраста, проведенные В.П.Стрижовым в ЦНИГРИ по биотиту из керсантитовой дайки месторождения Южное I, показали *258+15 млн.лет*. Близкие значения абсолютного возраста (*265 и 220 млн.лет*) получены по серицитам из околорудных метасоматитов.

Структурно-текстурные особенности даек и характер их воздействия на вмещающие породы (ороговикование) позволяют относить их к мезоабиссальной группе (2-3,5 км). Этому выводу не противоречат данные реконструкции палеоразреза, оценивающие минимальную мощность перекрывающих более молодых палеозойских отложений в 1600-2200 м.

Устанавливается тесная связь золота и мышьяка, наличие контрастных первичных ореолов золота, мышьяка, сурьмы, ртути и серебра. В осевых частях рудных тел характерно появление ореолов вольфрама, не образующего сколько-нибудь значительных концентраций.

Изотопный состав сульфидной серы пород и руд месторождения Кокпатас был изучен А.М.Гавриловым и Л.Н.Гриненко. На рис. 63 эти данные приведены в сопоставлении с изотопным составом серы месторождений Даугызтау и Мурунтау. Как видно, золотоносные сульфиды этих трех объектов практически не различаются по $\delta^{34}\text{S}$. При этом изотопный состав серы в рудах абсолютно не зависит от изотопного состава серы и количества осадочно-диагенетических сульфидов во вмещающих породах.

Этот факт, с учетом приведенных выше данных о связи оруденения с одним магматическим комплексом, является веским аргументом в пользу глубинности источника серы и золота для всех трех месторождений.

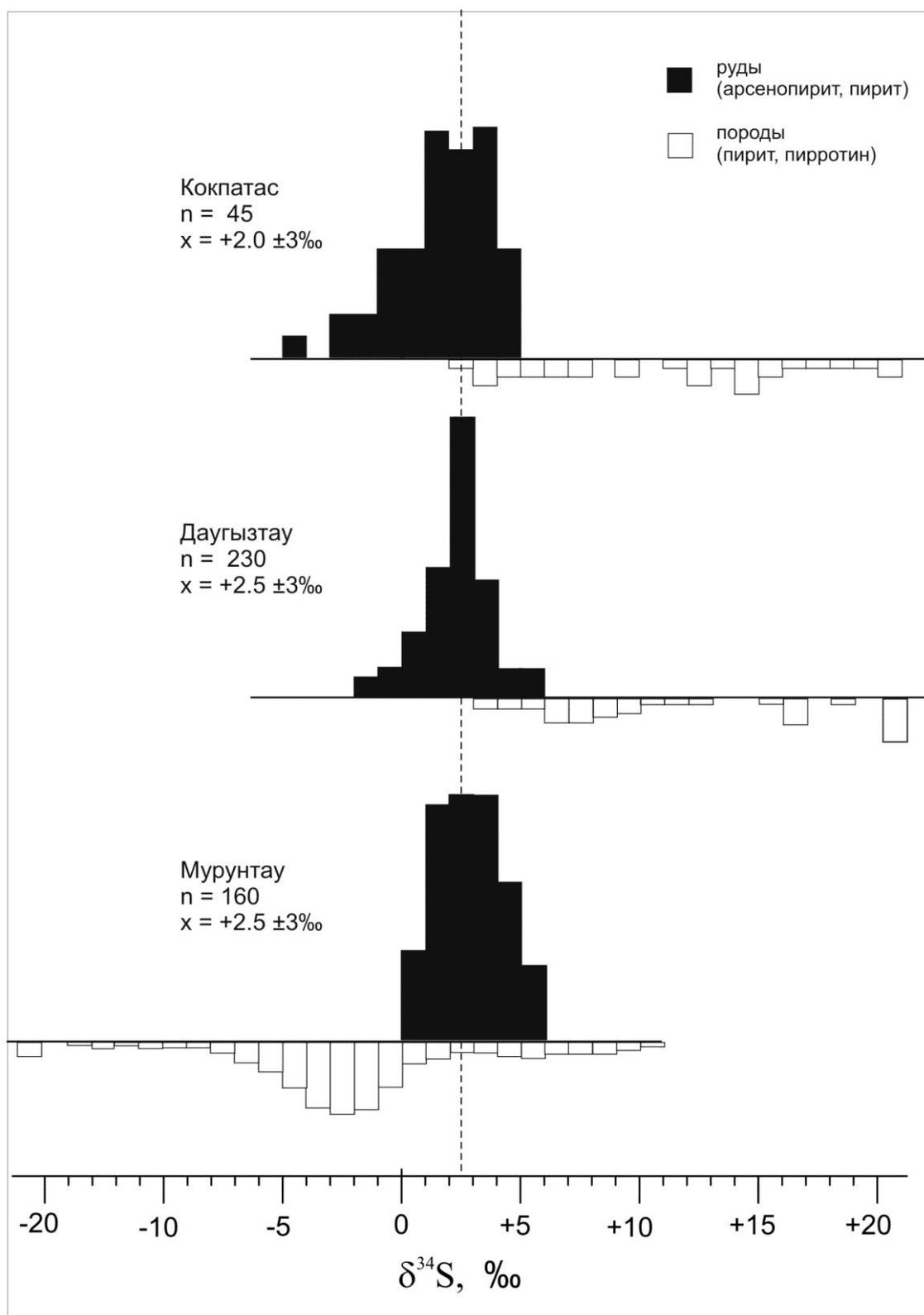


Рис. 63 Сопоставление изотопного состава серы в рудах и вмещающих породах золоторудных гигантов Кызылкумской провинции.

[Гаврилов, Гриненко, 1980; Заири, 1992; Кряжев, 2002]

3.4.3. Месторождение Кумтор

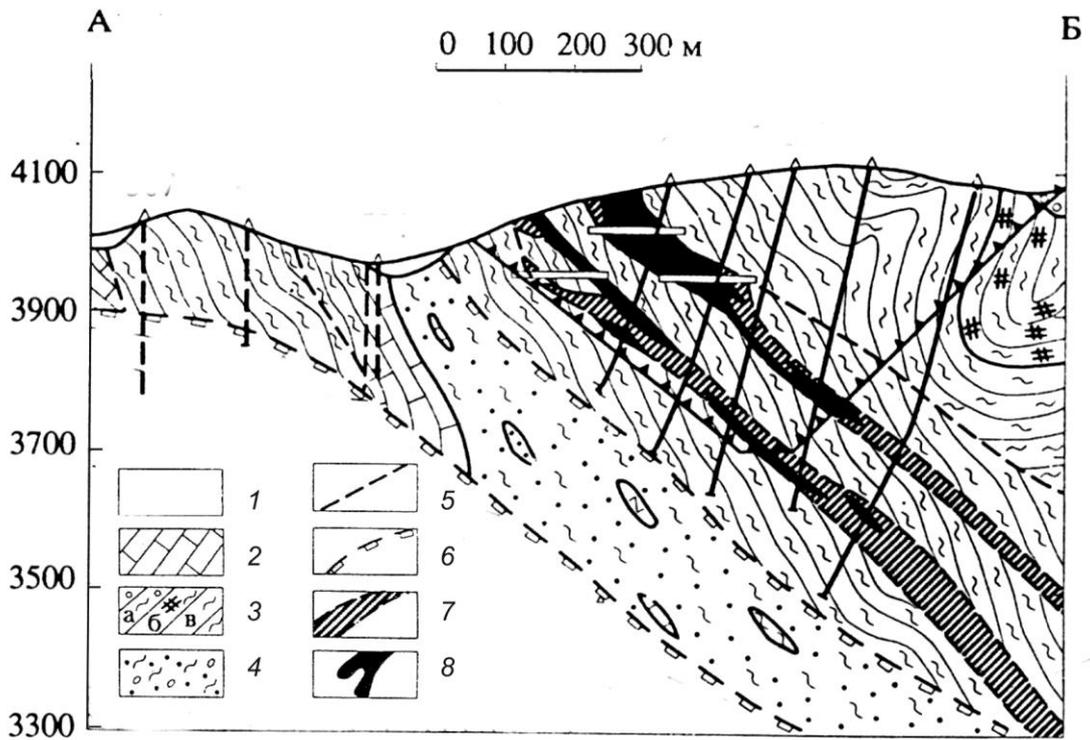
Рудное поле Кумторского месторождения находится среди каледонско-герцинских структур складчатой области срединного Тянь-Шаня (см. рис. 48). Месторождение относится к золото-сульфидной формации при весьма крупных масштабах оруденения (около 600 т Au при средних содержаниях 2-6 г/т). Автор в течение нескольких лет проводил полевые и лабораторные исследования этого объекта в составе коллектива геологов ЦНИГРИ. Описание геологического строения месторождения дается по работам [Курбанов, Дзялошинский, 1986; Никоноров, 1993; Новожилов, Гаврилов, 1999].

Основная рудолокализирующая структура рудного узла — Кумторский глубинный разлом продольного северо-восточного простирания, который прослеживается не менее, чем на 40 км при ширине 1-2 км. Он выражен в виде сложной по своему строению зоной смятия с крутыми (60-80°) углами падения к юго-востоку.

По данным [Мао, Konopelko, Seltmann et al., 2004] оруденение относится к карбон-пермской позднеорогенной стадии развития структур Срединного Тянь-Шаня. В относительной близости от рудного поля расположен массив гранитоидов пермского возраста. Непосредственно в рудном поле отмечены единичные дайки кислого и основного составов (в том числе монцитонитов).

Месторождение приурочено к фрагменту Кумторского разлома (рис. 64). Рудовмещающие толщи сложены преимущественно пелитоморфными углеродсодержащими тонкослоистыми породами венда общей мощностью 900-1000 м. Оруденение представлено вкрапленно-прожилковой и штокверковой золотоносной минерализацией, локализуемой среди дислоцированных пород в линейных тектонических зонах. Мощность зон золотоносной минерализации достигает многих десятков метров, они сопровождаются контрастными гидротермальными изменениями вмещающих пород (карбонатизация, альбитизация, калишпатизация и окварцевание). Во внутренних зонах гидротермальных изменений отмечаются наиболее интенсивно переработанные породы — светлые метасоматиты массивной и сланцеватой текстуры с вкрапленностью золотоносного пирита.

В пределах зоны минерализации выделяют участки с промышленными содержаниями золота, границы которых определяют по данным опробования. Распределение золота в рудных телах относительно равномерное, устойчивое. Руды представлены измененными вмещающими породами, пронизанными кварц-полевошпат-карбонатными с пиритом прожилками. Золотоносность руд отчетливо коррелирует с интенсивностью развития пирита. Богатые рудные участки устанавливаются визуально по присутствию высокозолотоносных пирит-карбонатных тел и густой сети прожилков. Отмечается общее слабое развитие жильно-прожилкового кварца.



1 - ледники, морены, современные отложения; 2 - известняки и черные кремни С; 3 - кварц-серицит-хлоритовые сланцы; 3б - тонкое переслаивание этих сланцев с известняками; 3в - тилитоподобные конгломераты, С; 4 - меланж, представленный глыбами филлитов V, известняков и кремней С, песчаников С1 в черном углесто-глинистом матриксе; 5 - герцинские взбросы и 6 - взбросо-надвиги; 7 - контуры рудных зон, представленных кварц-карбонат-пиритовыми метасоматитами по филлитам V; 8 - промышленное оруденение.

Рис. 64. Схема геологического строения Центрального участка и разрез месторождения Кумтор [Никоноров, 1993]

Золото локализуется преимущественно в пирите в основном в виде микроскопических выделений. Значительная его часть находится также в трудноизвлекаемой субмикроскопической и, вероятно, также теллуридной формах. Тонкодисперсное и субмикроскопическое золото в пирите обычно находится в содержаниях от 5 до 100 г/т. Примечательно низкое содержание в нем мышьяка (100 ± 50 г/т), как видно, этот элемент для эффективного транспорта золота не является необходимым. В существенном количестве в рудах присутствует также шеелит, в виде распространенной примеси – теллуриды золота.

Изотопно-геохимическая зональность. Месторождение Кумтор является ярким примером наложения магматогенно-гидротермальной золото-сульфидной минерализации на конседиментационные пиритовые руды (рис. 65–67) и может служить иллюстрацией устойчивости последних в области гидротермально-метасоматического рудообразования. Примечательно, что по своему позднедокембрийскому возрасту осадочные сульфиды близки рассмотренным выше сухоложским рудам, а наложенное оруденение, как и на месторождении Мурунтау, связано с постколлизийным карбон-пермским магматизмом.

Изотопный состав серы пирита метасоматитов в осевых зонах рудных тел (рис. 66) во всем объеме месторождения (сотни метров по простиранию и падению) заключен в интервале $\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 2.5\%$, что указывает на глубинный магматический источник рудного вещества. В околорудном пространстве по мере ослабления интенсивности оруденения, а также в маломощных прожилках среди слоистых осадочных руд (см. рис. 67а) доля тяжелого изотопа ^{34}S в позднем пирите увеличивается вследствие заимствования серы из вмещающих пород. Свинец также частично заимствуется из ранних сульфидов, однако в золотоносном пирите отчетливо устанавливается привнос менее радиогенного (глубинного) свинца (см. рис. 62, 65).

Ранний осадочно-метаморфический пирит широко распространен в породах рудовмещающей углеродисто-терригенной формации. Он образует вкрапленность различной интенсивности, а также массивные линзовидно-пластовые серноколчеданные тела мощностью от 1 до 15 см. Последние вблизи месторождения концентрируются в пачки слоистых пиритовых руд и участвуют в складчатости.

Гомогенный изотопный состав серы при повышенной доле тяжелого изотопа ($\delta^{34}\text{S}$ от +3 до +6‰) указывает на гидротермально-осадочную природу раннего пирита *в центральной части рудного поля*. Отмечено, что в слоистых рудах сохраняется первичная изотопно-геохимическая неоднородность (см. рис. 67а).

Содержания Au при анализе точечных проб в раннем пирите из рудной зоны составляет 0.3–1 г/т (в одном случае 6 г/т). Тот же диапазон содержаний дает рядовое бороздвое опробование на тех участках, где слоистые руды не несут признаков наложенного оруденения. За пределами месторождения золото в раннем пирите не фиксируется (<0.1 г/т).

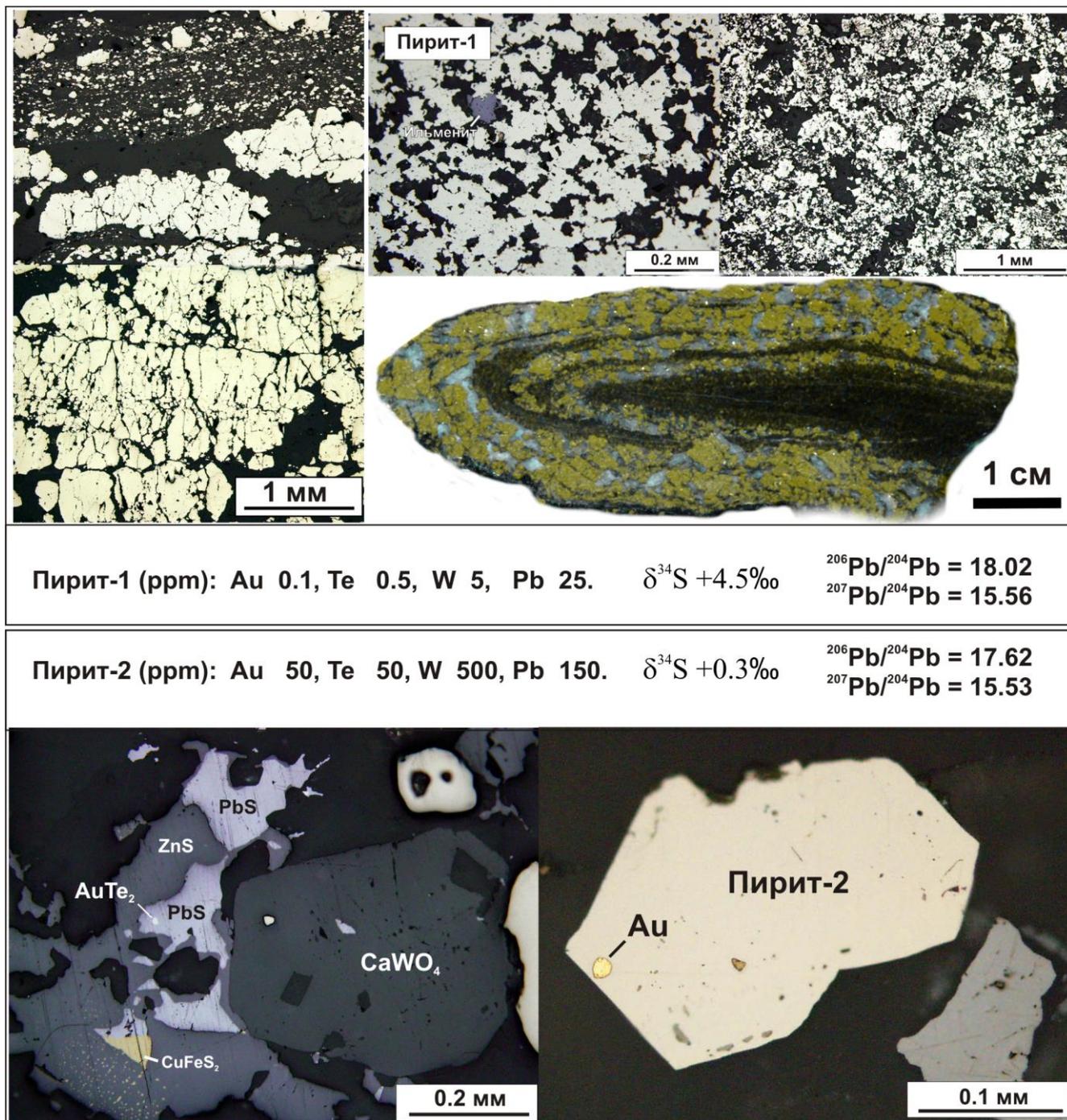


Рис. 65 Сопоставление изотопно-геохимических параметров пирита двух генераций.

В масштабе рудного поля выявляется изотопно-геохимическая зональность, которая отвечает крупной (не менее 10 км по простиранию) конседиментационной гидротермально-осадочной системе (см. рис. 67в) и по внутреннему строению соответствует рассмотренной выше «сухоложской» модели.

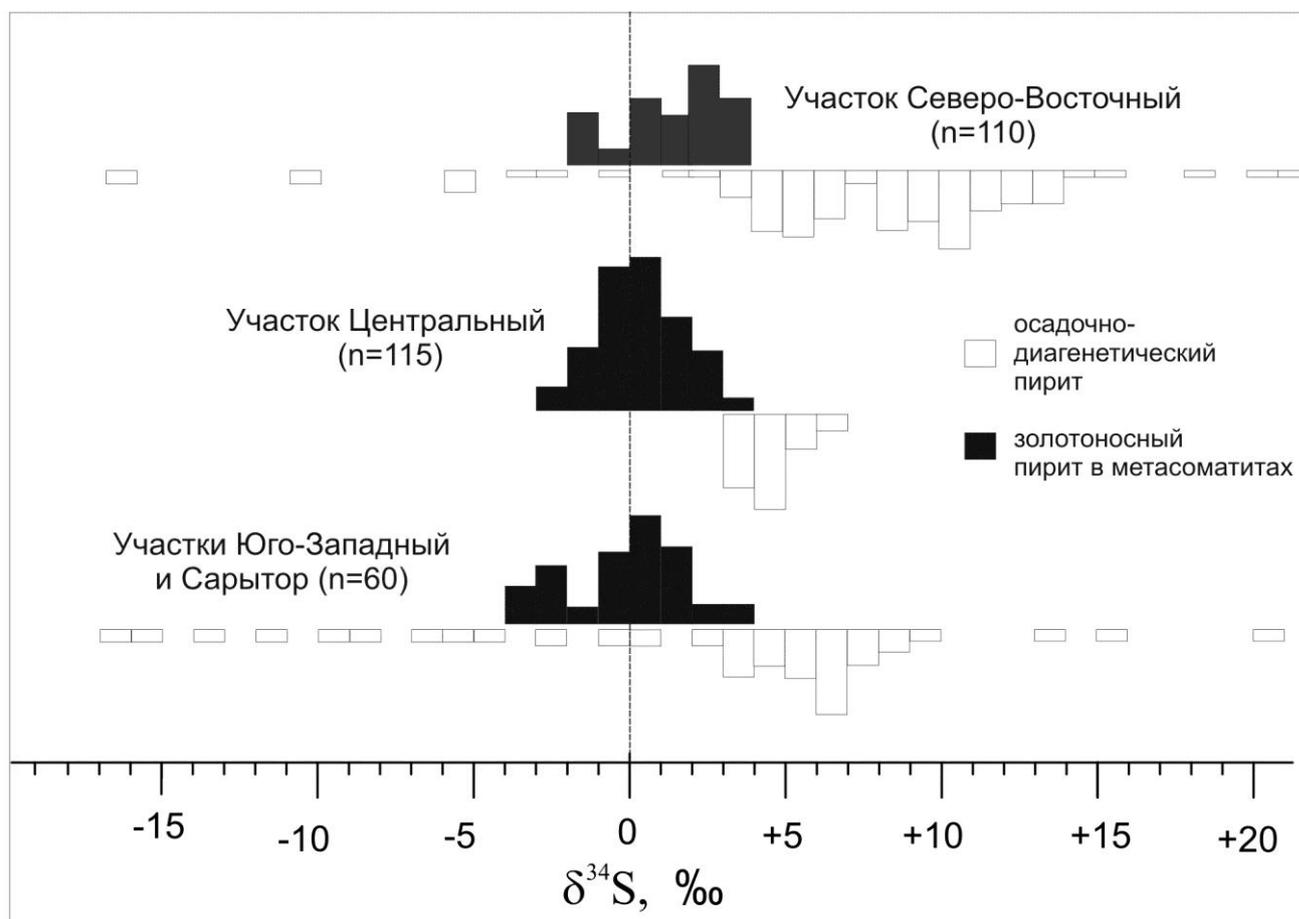
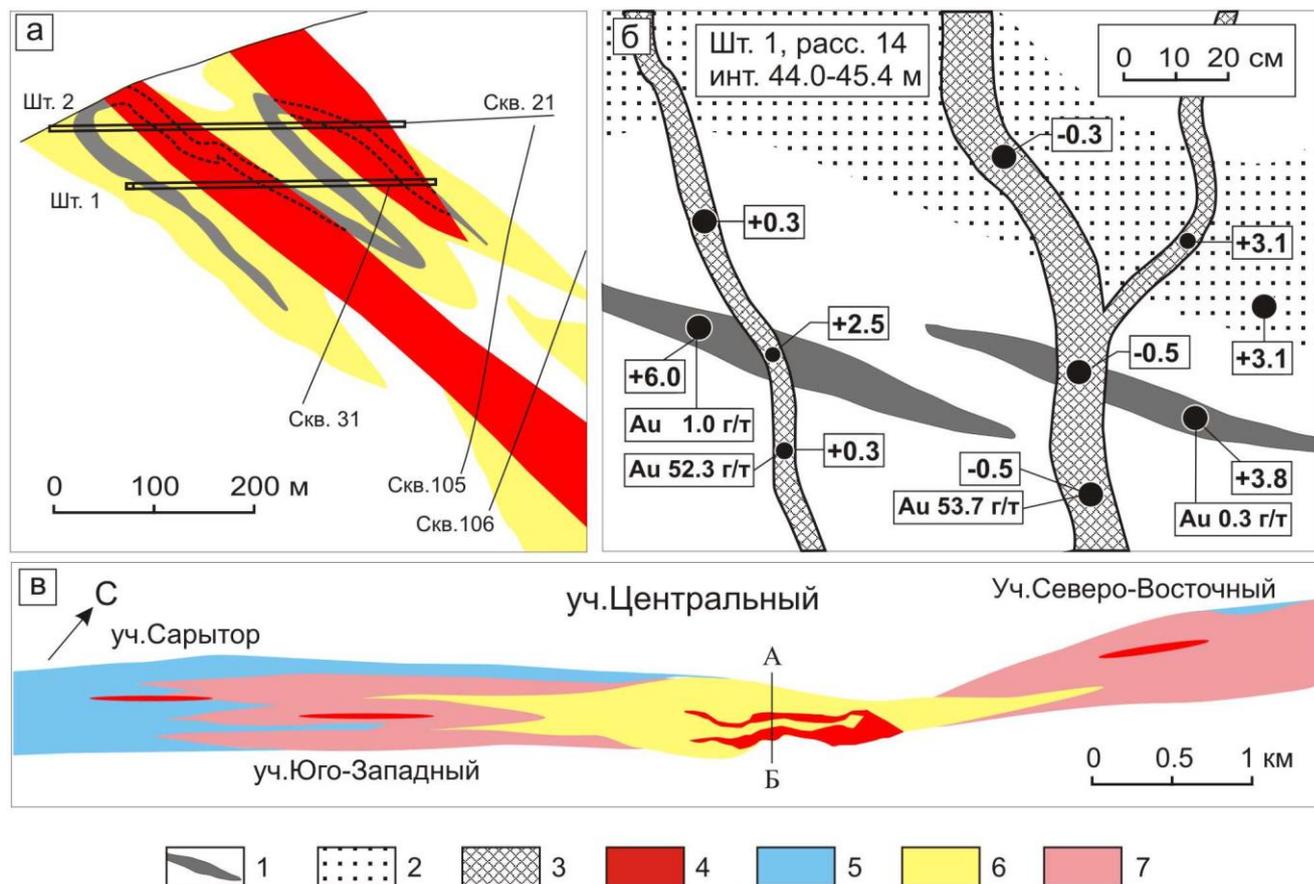


Рис. 66 Изотопный состав серы пирита на различных участках Кумторского рудного поля.

Кажется невероятным (см. рис. 67в), но основной объем герцинского оруденения (собственно золоторудный гигант) телескопирован в центральную часть докембрийской гидротермально-осадочной системы. По периферии рудного поля локализуются только относительно мелкие рудопроявления. Приведенные выше результаты изотопно-геохимических исследований исключают какую-либо вещественную связь между линзовидно-пластовыми серноколчеданными и магматогенно-гидротермальными метасоматическими рудами. Поэтому их пространственное совмещение в одном месторождении, вероятнее всего, обусловлено существованием единой рудоконтролирующей структуры, определяющей положение центров эндогенной активности на всех этапах развития данного участка земной коры.



- а – схема изотопно-геохимической зональности в разрезе по линии А-Б (р.л. 60);
 б – фрагмент пересечения гидротермально-осадочных пиритовых руд золотоносными метасоматитами (кварц+альбит+анкерит+ пирит+шеелит);
 в – изотопно-геохимическая модель Кумторского рудного поля (план).

Условные обозначения: 1 – линзовидно-пластовые серноколчеданные тела, 2 – углеродистые сланцы с густой вкрапленностью осадочного пирита, 3 – метасоматиты, 4 – промышленные золото-сульфидные руды ($\delta^{34}\text{S}$ пирита = $0 \pm 2.5\%$); 5–7: изотопный состав серы осадочного пирита ($\delta^{34}\text{S}$): 5 – –16...+3‰, 6 – +3...+6‰, 7 – +6...+25‰. Кружками отмечены места отбора точечных проб, рядом указан изотопный состав серы пирита и содержания в нем Au по данным инструментального нейтронно-активационного анализа.

Рис. 54. Взаимоотношения гидротермально-осадочной и магматогенно-гидротермальной минерализации на месторождении Кумтор [Кряжев, 2017].

Флюидный режим рудообразования. В раннем дорудном кварце обнаружены только вторичные включения, залечивающие трещины. Их «привязка» к стадиям рудообразования осуществлялась по составу наложенной на кварц минерализации (метасоматиты, секущие карбонатные прожилки). В кварце-2, входящем в состав золотоносных метасоматитов, изучены первичные и вторичные включения. Первичные представлены единичными вакуолями и их изолированными кластерами, которые располагаются преимущественно в центральных частях зерен (рис. 68). Вторичные (псевдвторичные?) залечивают короткие трещинки.

Все включения представлены ассоциациями LC- и С типов, результаты их анализа приведены в таблицах 44 и 45.

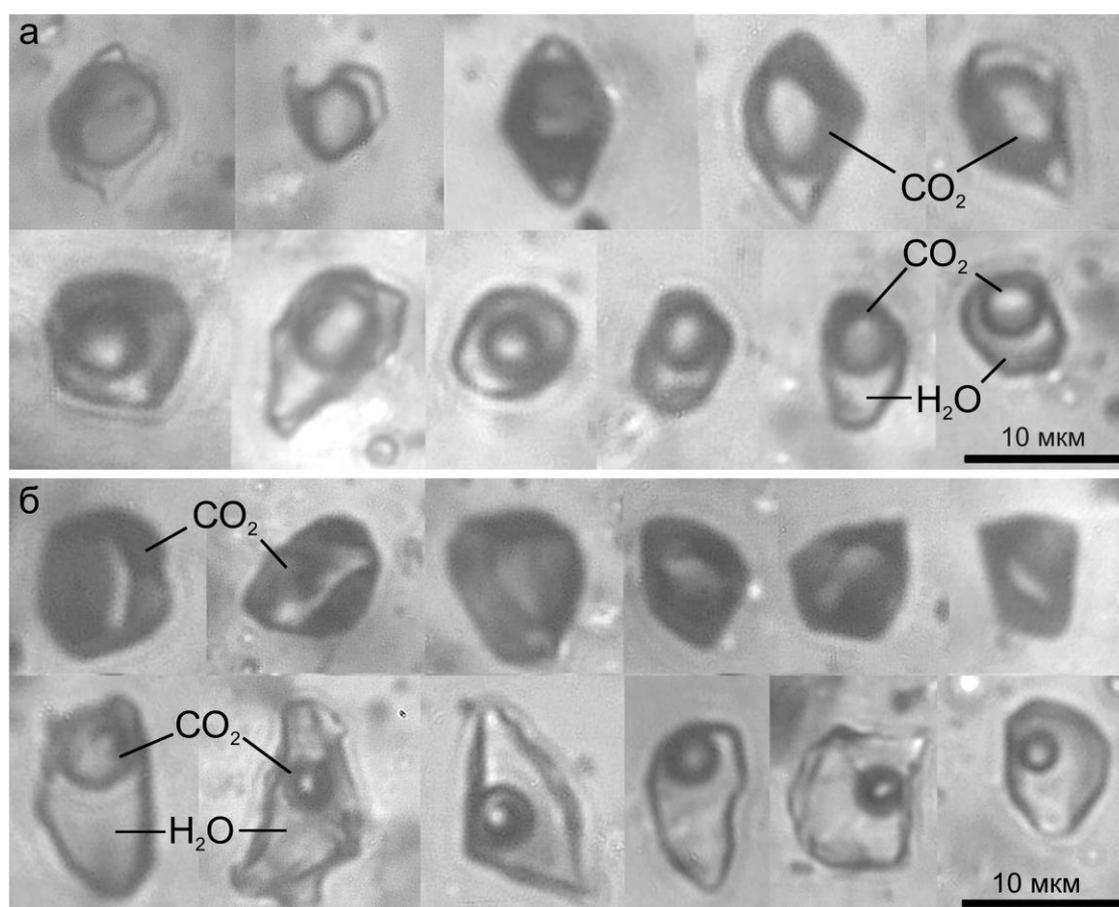


Рис. 68. Первичные (а) и вторичные (б) включения в кварце месторождения Кумтор

Таблица.44 Состав флюидных включений в кварце месторождения Кумтор по данным валового анализа

Номер пробы	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	B	As	Sb	Pb	Bi	Ag	Au
	ppm	моль/кг H ₂ O										мг/кг H ₂ O					
КШ2/93	1408	6.03	0.01	0.90	0.21	0.37	1.19	0.23	0.07	0.07	0.04	42	6	40	0.1	0.1	0.3
КР10/190	2774	2.02	0.02	0.73	0.02	0.04	0.72	0.04	0.02	0.01	0.02	19	1	2	0.0	0.0	0.2
КР14/91	1771	1.58	0.01	1.18	0.01	0.73	1.77	0.07	0.03	0.01	0.04	25	0	4	0.1	0.0	0.7
КШ2/272	3534	1.89	0.00	0.56	0.04	0.21	0.78	0.03	0.01	0.00	0.01	9	0	1	0.0	0.0	0.1
КШ2/275	3650	1.30	0.00	0.70	0.01	0.35	0.83	0.08	0.06	0.02	0.01	12	1	3	0.0	0.0	0.1

Таблица 45. Параметры флюидных включений в кварце месторождения Кумтор

Номер образца	Тип кварца- Тип ФВ	Тип ФВ	T_3	$T_{nЛ}$	$T_{nГГ}$	$T_{zom C}$ (Ж)	$T_{zom Ж}$	C, % NaCl -экв.	X CO ₂ %	P кбар
			°C							
КШ2/93	Q1-B	LC	-30	-11.2	3.3	24.3	330-375	11.5	12.5	1.2-1.3
		CL				25.1			70.0	
КР14/45	Q2-П	LC	-30	-9.8	2.8	23.2	320-380	12.2	12.5	1.2-1.3
		CL				25.3			70.0	
	Q2-ПВ	LC			2.2	26.1	280-320	13.0	8.0	1.2
		C				23.0			>95	
КШ10/186	Q2-ПВ	LC			2.5	25.5	300-320	12.6	8.0	1.2
		C				24.4			>95	
КШ10/190	Q1-B	LC			3.0	24.3	290-310	12.0	7.5	1.2
		C				23.0			>95	
КР14/91	Q1-B	LC	-30		1.6	21.9	240-260	13.8	5.0	1.1-1.3
		C				19.0			>95	
КШ2/272	Q1-B	LC	-28		-2.2	27.8	220-240	17.9	4.5	1.1-1.3
		C				19.2			>95	
КШ2/275	Q1-B	LC	-30		-2.0	28.1	230-250	17.7	4.0	1.2
		C				17.9			>95	
КШ2/275	Q1-B	LC?	-32	-16.2		-	180-210	19.5	<3	
КР10/215	Q1-B	LC?	-31	-15.4		-	200-220	18.6	<3	

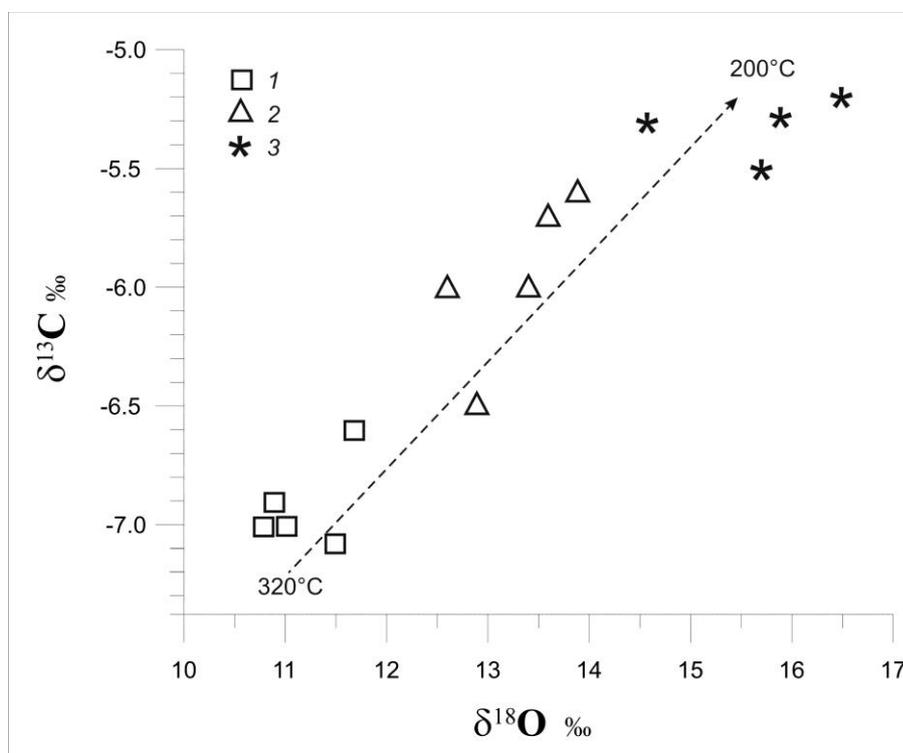
Примечание. Тип кварца: Q1 – дорудный, Q2 – рудный. Тип ФВ: П – первичные, ПВ – первично-вторичные, В – вторичные.

Источники флюидных компонентов. Как следует из данных, представленных в табл.46 и на рис. 69, установленный разброс значений $\delta^{18}O$ (от +11 до +16 ‰) и $\delta^{13}C$ (от -7 до -5‰) карбонатов в рудах можно объяснить снижением температуры минералообразования от 320 до 200°C при постоянном изотопном составе воды ($\delta^{18}O$ около +6‰) и углекислоты ($\delta^{13}C$ около – 5) рудообразующего флюида без привлечения внешних источников этих компонентов. Указанные модельные величины (также как и $\delta^{34}S$ сульфидов) близки к соответствующим «мантийным» меткам, что подтверждает предположение о парагенетической связи золотоносных флюидов с глубинным магматизмом.

По данным предшественников [Ivanov, Ansdel, Melrose, 2000], изотопный состав кислорода кварца в золотоносных метасоматитах и прожилках заключен в интервале $+11.4 \pm 1.8\%$. Расчетный состав кислорода воды, равновесной с кварцем при температуре 350 ± 30 отвечает значению $\delta^{18}O = +6\%$, что хорошо согласуется данными, полученными нами по карбонатам (см. рис.69). Ранний (дорудный) кварц по [Ivanov, Ansdel, Melrose, 2000] относительно обогащен тяжелым изотопом кислорода до $+15.4 \pm 0.7\%$. Авторы приводят расчетный состав кислорода воды $+9.5 \pm 1.5\%$ для 320 ± 45 °C. По их предположению, снижение $\delta^{18}O$ от дорудной стадии к рудной могло быть связано с дегазацией CO₂ из растворов.

Табл. 46 Изотопные параметры карбонатов месторождения Кумтор

Номер обр.	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$ ‰
<i>Кварц-полевошпат-пирит-карбонатные метасоматиты</i>		
КР10/186	11.7	-6.6
КР14/44.4	11.0	-7.0
КР14/45	10.8	-7.0
КР14/55	11.5	-7.1
КС31/155	10.9	-6.9
<i>Пирит-карбонатные прожилки и цемент брекчий</i>		
КР10/58	12.6	-6.0
КР14/90	12.9	-6.5
КШ2/272	13.4	-6.0
КШ2/337	13.9	-5.6
КШ2/355	13.6	-5.7
<i>Друзовидные выделения карбонатов</i>		
КШ2/280	16.5	-5.2
КШ2/300	15.7	-5.5
КР10/215	15.9	-5.3
КР10/221	14.6	-5.5
<i>Сидеритовые конкреции Vdz</i>		
СВ-19	18.3	-5.0
СВ-18	18.5	-4.5
<i>Известняки E_1</i>		
СВ-И	21.5	+2.0



1 – метасоматиты, 2 – прожилки и цемент брекчий, 3 – друзы. Пунктиром нанесена линия изотопных составов карбоната, равновесного с эндогенным флюидом ($\delta^{18}\text{O} = +6\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = -5\text{‰}$) в интервале 320-200 °C.

Рис. 69 Изотопные параметры карбонатов месторождения Кумтор [Кряжев, 2016].

Как следует из рис. 69 и табл. 46, в карбонатах снижение $\delta^{18}\text{O}$ от ранней стадии минерализации к поздней не проявлено. Следовательно, предполагаемый процесс фракционирования изотопов кислорода при рудообразовании не реализуется. По нашему мнению, разница в изотопном составе кислорода воды разновозрастных гидротермальных систем может быть обусловлена их связью с разными фазами магматизма. Предрудная минерализация, вероятно, была сформирована при становлении гранитоидного массива. Рудообразование, как показал весь комплекс полученных изотопных данных, протекало при участии более глубоких флюидов, вероятно, синхронно с внедрением субщелочных даек основного состава.

Основной вывод. При формировании золоторудных месторождений, парагенетически связанных с коллизионным магматизмом (мурунтауский тип), мобилизация и транспорт рудного вещества осуществлялись флюидами, поступающими из глубоких магматических очагов и наследующими их изотопно-геохимические характеристики. Этот тип месторождений по наиболее изученному их представителю мы называем «мурунтауским», но при этом к нему принадлежат такие золото-сульфидные объекты, как Кумтор, Даугызтау, Кокпатас. Эти месторождения можно рассматривать как ряд родственных рудных формаций. Вещественный вклад углеродисто-терригенных пород как источника серы и золота при их формировании был незначительным. В то же время на размещение месторождений в пределах рудных полей определяющее влияние оказывали активизированные разломы фундамента, что проявлено в закономерном совмещении центров повышенной эндогенной активности конседиментационного и коллизионного этапов. Подобное совмещение при внимательном анализе отмечается на всех рассмотренных выше месторождениях и рудных полях.

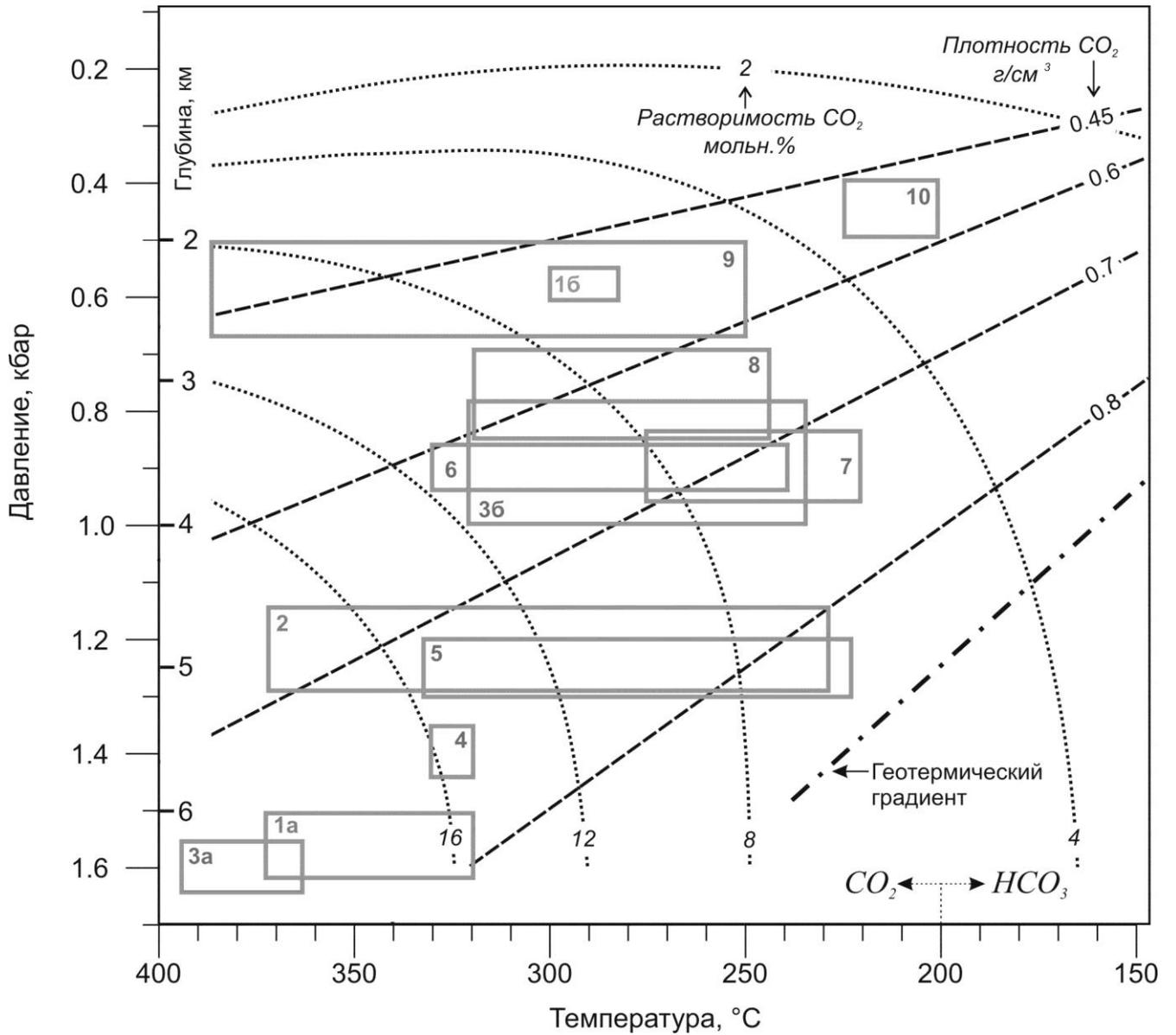
4. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ

4.1. ТЕМПЕРАТУРА И ДАВЛЕНИЕ ПРИ РУДООБРАЗОВАНИИ

На рис. 70 обобщены приведенные выше результаты исследования флюидных включений в кварце золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Каждый прямоугольник соответствует единой эволюционирующей флюидной системе, реликты которой остались в кварце в виде сообществ включений (ассоциаций LC и C – типов). Как показано на рисунке, в процессе снижения температуры происходит непрерывное падение растворимости CO₂, поддерживающее систему в гетерогенном состоянии (снижение растворимости происходит также при повышении концентрации NaCl). При этом углекислотная (углекислотно-метановая) фаза характеризуется высокой плотностью (при плотности выше 0.46 г/см³ углекислота гомогенизируется в жидкую фазу). Ниже 200°C растворимость CO₂ сильно снижается.

Как видно, по диапазону температур крупные и мелкие объекты практически не различаются (отдельные «пробелы» могут быть вполне связаны с неполнотой изучения месторождений). Принимая во внимание данные, опубликованные другими исследователями [Прокофьев, 2000; Лаверов, Прокофьев, Дистлер и др., 2000; Distler et al., 2004; Томиленко, Гибшер, 2001; Генкин и др., 2002; Бортников, Гамянин, Викентьева и др., 2007; Горячев, Викентьева, Бортников и др., 2008; и др.], можно сделать заключение о том, что золотое оруденение в углеродисто-терригенных комплексах на коллизионном (постколлизионном) этапе формировалось в непрерывном интервале температур от 400 до 200°C. Как известно, при данных температурах золото транспортируется в составе гидросульфидных комплексов [Pokrovski, Akinfiyev, Vorisova et al., 2014], поэтому термобарогеохимические данные подтверждают принятую нами аксиому.

Как следует из полученных данных, основным фактором, который может влиять на масштабы развития оруденения, является давление. Давление ниже 0.5 кбар установлено только на мелких золото-кварцевых месторождениях жильного типа (а также на серебро-(Au)-полиметаллических месторождениях Западного Верхоянья, [Аристов и др., 2008].) Отмеченные особенности могут свидетельствовать о влиянии P-T-условий на рудоносность газовой фазы флюида. Например, растворяющая способность газовой фазы находится в прямой зависимости от ее плотности [Pokrovski, Akinfiyev, Vorisova et al., 2014], и в этом может состоять важная роль флюидного давления в рудообразующих системах. Нижний предел развития рудообразующих процессов нами, по-видимому, не зафиксирован. На глубоких горизонтах месторождения Мурунтау руды формировались при давлении около 2 кбар. Вероятно, т.н. «транзитная» зона расположена на недоступных наблюдению глубинах.



РТ-диаграмма с изолиниями плотности CO_2 [Калужный, 1982] и растворимости углекислоты в 6% растворе NaCl [Такеноучи, Кеннеди, 1968]. Указаны глубины, отвечающие литостатическому давлению. Серыми прямоугольниками показаны области, отвечающие рассмотренным выше золотоносным флюидным системам в углеродисто-терригенных комплексах. Месторождения: 1 – Мурунтау (а – ранний этап, б – поздний этап), 2 – Кумтор, 3 – Олимпиадинское (а – ранний этап, б – поздний этап), 4 – Удерейское, 5 – Советское, 6 – Наталкинское, 7 – Дегдекан, 8 – Дращное, 9 – Вернинское, 10 – Юглер, 11 – Токичан.

Рис. 70.

4.2. ПОИСК ФАКТОРОВ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ

Одной из главных задач выполненных автором термобарогеохимических исследований являлось выявление признаков крупных золотоносных флюидных систем, сформировавших золоторудные месторождения в углеродисто-терригенных комплексах. Методологической основой работы сравнительный анализ валового состава флюидных включений в жильном кварце из руд и околорудных ореолов крупных и мелких месторождений, а также в кварце «фоновых» жил, находящихся на удалении от известных рудных полей. Разработанная для этого специализированная комплексная методика обеспечила одновременное определение воды, газов, солей и широкого спектра микроэлементов (Au, Ag, As, Sb, Mo и др.) при вскрытии включений путём дробления и/или нагревания небольших (0,5–1 г) навесок кварца. При анализе использовались современные высокочувствительные количественные методы (газовая и ионная хроматография, ICP MS). Стандартизация процесса максимально компенсирует ошибки и повышает корректность сравнения состава флюидных включений в серии изучаемых образцов. Исследованы образцы кварца, отобранные на объектах Средней Азии, Казахстана (Бакырчик), Енисейской, Байкало-Патомской и Верхояно-Колымской провинций (всего 180 проб, большая часть результатов приведена в 3 главе). Ниже представлена недостающая часть данных.

Месторождение Бакырчик является типичным представителем месторождений золото-сульфидной формации «черно-сланцевой» формации (Новожилов, Гаврилов, 1999). Рудные тела локализованы здесь в региональной зоне катаклаза и сдвиговых дислокаций в углеродисто-терригенной толще S_{1-2} . Пирит и арсенопирит с «невидимым» золотом в виде тонкой вкрапленности развиты вдоль контактов кварцевых жил во вмещающих породах. Месторождение хорошо изучено, однако в литературе практически отсутствуют данные по составу и свойствам флюидных включений. Нами [Kryazhev, Vasyuta, 2010] были исследованы четыре образца из музея ЦНИГРИ, отобранные в 1978-1982 гг:

ВК-1 – брекчиевидная кварцевая жила с обильной вкрапленностью золотоносного игольчатого арсенопирита, приуроченной к реликтам углеродистых пород (из карьера); ВС-2 – массивная кварцевая жила с единичными микровключениями арсенопирита (из керна скважины с глубины 250 м); ВС-3 – аналогичная жила с глубины 500 м; ВЛ-4 – кварцевая жила с самородным золотом из штока гранитоидов, расположенного на удалении 5 км от месторождения. Образец служит представителем золото-сульфидно-кварцевого оруденения, связанного в районе с малыми интрузиями диоритов-гранодиоритов-плагиогранитов кунушского комплекса (S_3-P_1) [Нарсеев, Гостев, Захаров, 2001].

В кварце обнаружены первичные флюидные включения, образующие изолированные скопления в некоторых кристаллах, и вторичные флюидные включения в залеченных трещинах.

Включения обоих типов содержат CO_2 и H_2O в различных соотношениях (Табл. 47). В ассоциации с вторичными углекислотно-водными включениями отмечены также включения жидкой CO_2 с небольшим количеством воды. Судя по T плавления CO_2 (от -57.0°C до -56.6°C) и данным газовой хроматографии, углекислота во всех включениях содержит не более 1–5 мол.% CH_4 .

Таблица 47. Параметры флюидных включений в кварце месторождения Бакырчик.

Образец	Тип	NaCl мас.% экв.	CO_2 мол. %	T °C	P кбар
ВК-1	P	5.0–6.5	10	280–300	1.0
ВС-2	S	4.5–5.5	5	230–250	1.1
	P	3.5–4.5	12	300–315	1.2
ВЛ-4	S	8.0–8.3	6	225–235	1.3
	P	7.0–7.5	15	315–350	1.4

Тип флюидных включений: P – первичные, S - вторичные.

Соленость растворов, определенная по Tпл ГГ, составляет 3.5–8.3 мас.% NaCl-экв. По данным валового анализа (табл. 48) минерализация не превышает 20 г/л.

Таблица 48. Состав флюидных включений в кварце месторождения Бакырчик.

Номер пробы	H_2O	CO_2	CH_4	Cl	SO_4	HCO_3	Na	K	Ca	Mg	B	As	Sb	Pb	Bi	Ag	Au
	ppm	моль/кг H_2O										мг/кг H_2O					
ВС-3	1631	1.20	0.10	0.00	0.00	0.21	0.19	0.01	0.00	0.00	0.06	53	26	1	0.1	1.8	0.2
ВС-2	3325	0.68	0.07	0.00	0.00	0.10	0.09	0.01	0.00	0.00	0.03	64	72	1	0.0	0.2	0.1
Б-6	1414	2.39	0.34	0.00	0.00	0.13	0.10	0.01	0.01	0.00	0.06	129	41	13	0.1	1.3	0.0
ВК-1	2560	3.30	0.16	0.01	0.00	0.17	0.15	0.03	0.00	0.00	0.00	52	6	0	0.0	0.0	0.3

Первичные и вторичные флюидные включения оказались весьма близки по составу и давлению образования. Можно предположить, что все изученные группы включений относятся к единой рудообразующей гидротермальной системе, и сделать вывод об изобарическом режиме остывания флюида на каждом уровне системы при термическом градиенте около 50°C / км.

В растворах всех включений доминирует $(\text{Na}, \text{K})\text{HCO}_3$, постоянно присутствуют также В и As. Флюидные включения в образце ВК-1 с обильной золото-сульфидной минерализацией содержат повышенное количество S, Ca, Mg, Sr, Ba, Sb, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, Ag. Сопоставление результатов, полученных при термическом и механическом способах вскрытия включений, позволяет сделать вывод о нахождении указанных элементов в форме твердых фаз и/или микроосадков (сульфидов, сульфатов) на стенках вакуолей.

Нежданнинское месторождение с большой степенью детальности изучено предшественниками [Бортников, Гамянин, Викентьева и др., 2007]. Опубликованные в указанной работе данные валового анализа включений были получены в нашей лаборатории по стандартной методике. Поэтому мы посчитали возможным (и необходимым) включить их в исследование (табл. 49). Дополнительно мы проанализировали образец Н-65-13 (рис. 71).

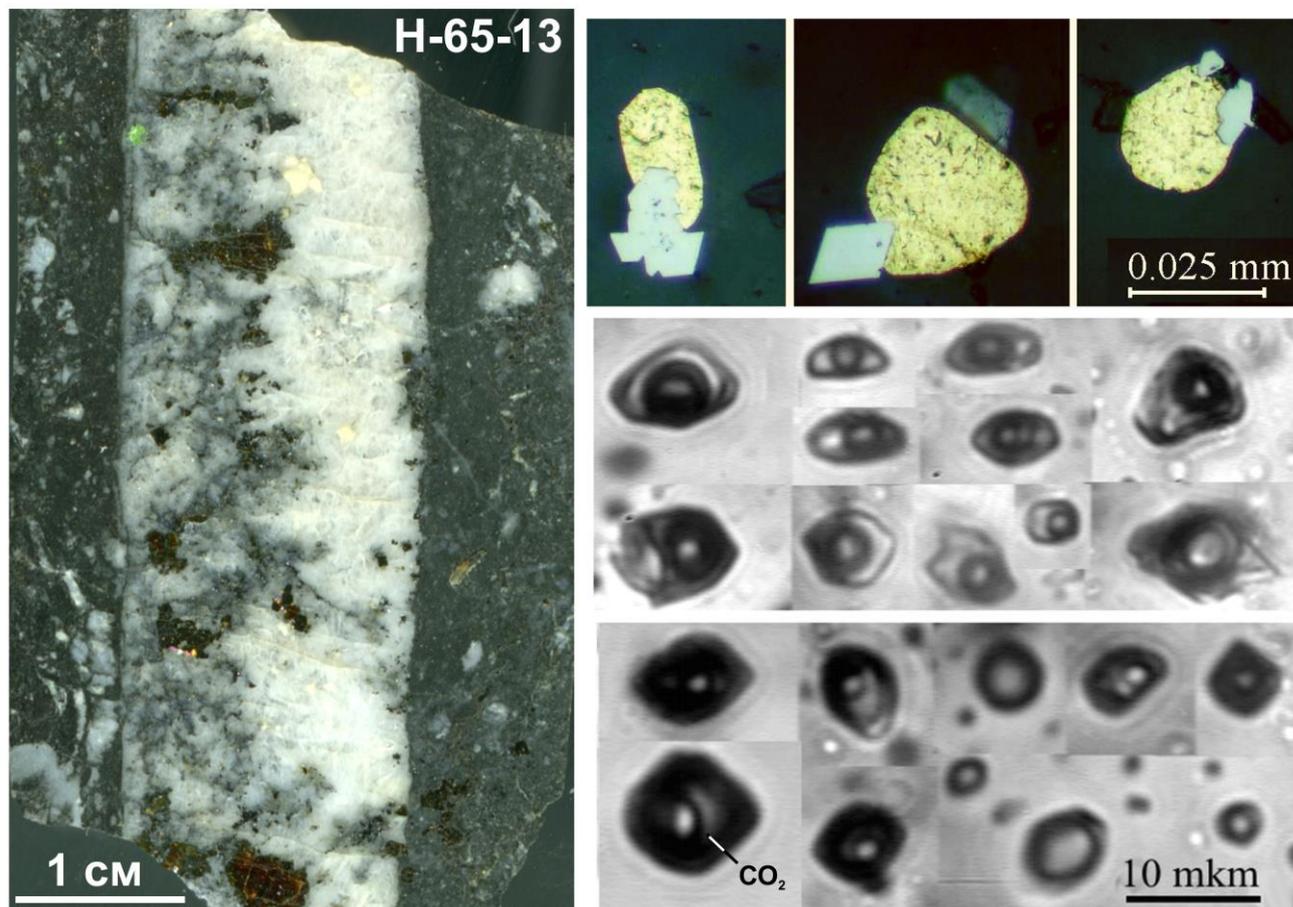


Рис. 71. Сrostки кристаллов самородного золота с арсенопиритом ($\delta^{34}\text{S} -2.5\text{‰}$) и флюидные включения в кварце обр. Н-65-13 (Нежданнинское месторождение).

Образец отобран из технологической пробы в 2005 г. (рудная зона 1, шт.2, гор.+800м). Термометрические характеристики содержащихся в кварце включений соответствуют опубликованным в работе [Бортников, Гамянин, Викентьева и др., 2007].

Данные по золото-кварцевым месторождениям Дуэт-Бриндакитской группы были опубликованы [Константинов, Косовец, Кряжев и др., 2002].

Таблица 49. Состав флюидных включений в кварце золоторудных месторождений Южного Верхоянья.

Номер пробы	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	B	As	Sb	Pb	Bi	Ag	Au
	ppm	моль/кг H ₂ O										мг/кг H ₂ O					
Дуэт, Юр, Бриндакит (золотоносный кварц)																	
82-118	204	2.19	0.25	0.00	0.00	2.12	1.36	0.33	0.08	0.14	0.02	30251	26	790	3.5	0.0	2.0
Ю18	1614	0.47	0.12	0.31	0.00	0.00	0.19	0.05	0.02	0.02	0.00	9478	1654	111	151	0.0	0.3
82-234	827	1.24	0.07	0.57	0.00	0.40	0.94	0.03	0.00	0.00	0.01	331	4	81	0.9	0.0	0.8
82-5756	370	4.22	0.04	0.98	0.00	0.06	0.27	0.10	0.18	0.15	0.01	6653	313	273	41	8.9	0.7
БР9	526	5.26	0.03	0.00	0.00	0.36	0.34	0.02	0.00	0.00	0.00	240	1	47	2.2	172	0.7
Д-3	161	4.51	0.35	0.37	0.20	0.56	0.78	0.24	0.12	0.03	0.39	765	8	6	0.2	2.1	1.0
Д-2	1316	0.74	0.10	0.12	0.00	0.14	0.21	0.01	0.02	0.00	0.04	16	1	1	0.0	0.1	0.1
Дуэт, Юр, Бриндакит (пустой кварц)																	
83-74	335	0.27	0.09	0.41	0.00	0.48	0.51	0.05	0.07	0.09	0.01	553	27	193	7.4	50.5	1.4
Ю14	630	0.29	0.05	0.14	0.00	0.23	0.28	0.02	0.02	0.02	0.00	1593	4	119	0.4	0.0	0.5
83-26	96	2.31	0.21	0.00	0.00	2.09	0.99	0.37	0.16	0.20	0.03	30144	69	68	9.1	0.0	0.1
бр3	473	0.47	0.05	0.00	0.00	0.44	0.41	0.02	0.00	0.00	0.00	121	1	161	9.2	219	0.8
Нежданинское. Золоторудный этап.																	
Н65-13	819	16.55	0.15	0.06	0.00	0.51	0.51	0.03	0.01	0.00	0.08	853	7	5	0.1	0.6	4.3
64Гр78	1859	6.05	0.07	0.04	0.01	0.27	0.29	0.03	0.01	0.00	0.03	49	1	1	0.0	1.8	0.0
250-970	80	39.62	1.88	0.06	0.00	4.83	0.66	0.26	1.78	0.20	0.25	419	88	21	0.0	4.8	1.2
1/9-13	80	35.16	0.62	0.06	0.00	6.21	1.50	3.84	0.08	0.39	0.25	-	363	476	2.4	53	20
39Гр-78	1668	6.18	0.08	0.05	0.00	0.31	0.26	0.06	0.01	0.01	0.01	404	89	4	0.1	1.0	0.3
Золото-редкометалльные жилы (Курумский массив)																	
13-Г-82	80	0.67	3.41	0.80	0.00	4.58	1.20	3.37	0.34	0.06	0.24	48	94	40	2.2	9.3	0.8
12-Г-85	121	0.37	9.28	6.11	0.00	2.53	2.62	0.33	2.54	0.31	0.19	2703	1610	16	0.9	0.8	1.3

В качестве «фоновых» объектов выбраны площади развития углеродисто-терригенных комплексов, на которых по результатам геологоразведочных работ золоторудные проявления не установлены. Это поисковые участки "Сланцевый" Западно-Приморской перспективной площади (образцы В.П.Новикова, 2006 г) и участки Кокуй и Журавлик Кедровской площади (Кваркушский антиклинорий, Урал, образцы П.Г.Кучеревского, 2003 г).

Таблица 50. Состав флюидных включений в жильном кварце безрудных площадей.

Номер пробы	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	B	As	Sb	Pb	Bi	Ag	Au
	ppm	моль/кг H ₂ O										мг/кг H ₂ O					
Западно-Приморская площадь																	
614.3	520	0.34	1.80	1.72	0.11	3.61	4.81	0.17	0.22	0.06	0.12	1196	6	85	1.7	0.0	0.0
1505.1	239	1.50	4.21	3.92	0.00	6.50	8.35	0.29	0.78	0.11	0.09	12760	79	108	5.0	0.6	7.0
1874	88	11.72	8.77	2.67	0.02	18.34	20.12	0.32	0.26	0.03	0.70	23148	39	541	4.7	0.3	1.2
3510.1	408	2.84	0.61	8.78	0.00	6.36	12.62	0.67	0.84	0.09	0.21	0	2	19	2.2	0.6	0.0
5254	595	1.13	2.82	2.42	0.43	3.54	5.73	0.12	0.38	0.10	0.18	2178	48	130	1.7	1.1	0.0
Кедровская площадь																	
К1/12	481	0.65	0.02	1.78	0.00	3.25	3.88	0.02	0.57	0.00	0.00	82	0	7	0.0	0.0	0.0
Р-1	161	0.50	0.07	0.88	0.00	1.80	2.53	0.14	0.00	0.00	0.00	58	0	19	0.0	0.0	0.0
Р-2	121	0.67	0.00	0.00	0.00	0.58	0.56	0.01	0.00	0.00	0.01	23	5	245	3.5	0.0	23.9
Р-3	80	1.11	0.12	1.13	0.00	1.14	2.16	0.06	0.02	0.01	0.02	107	0	55	0.0	0.0	1.5
Ж11/3	80	1.28	0.01	0.00	0.00	1.27	0.98	0.03	0.13	0.01	0.01	412	0	51	0.0	0.0	1.1
Ж10а	80	1.56	0.07	2.55	0.00	1.69	3.44	0.18	0.30	0.01	0.02	1834	13	113	0.0	0.0	10.2
Ж2/1	80	1.11	0.02	0.00	0.00	1.09	0.87	0.16	0.00	0.02	0.03	255	0	427	0.0	0.0	2.3
Ж22	80	1.67	0.10	4.36	0.00	2.90	7.10	0.15	0.00	0.01	0.02	215	0	370	5.8	0.0	0.0

Для сравнительного анализа приводятся также данные по типичным скарново-штоковерковым месторождениям, локализованным в вулканогенных (Новогоднее-Монто-Петропавловское) и вулканогенно-терригенных комплексах (Восток-2, Скрытое), а также золото-полисульфидному месторождению Березовское (Урал) и золото-эпитермальноем Зодскому (Кавказ) (табл. 51).

Таблица 51. Состав флюидных включений в кварце рудных месторождений различного типа

Номер пробы	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	B	As	Sb	Pb	Bi	Ag	Au
	ppm	моль/кг H ₂ O										мг/кг H ₂ O					
Новогоднее-Монто-Петропавловское [Soloviev, Kryazhev, Dvurechenskaya, 2013]																	
НКВ-1	2492	0.11	0.01	0.19	0.00	0.40	0.17	0.15	0.08	0.06	0.02	28	0	2	0.0	0.0	0.1
67-9/93	1044	0.13	0.02	0.07	0.00	1.49	0.18	0.28	0.44	0.11	0.06	16	2	19	0.3	12.7	3.7
67/9-142	509	0.26	0.02	0.08	0.00	8.74	1.57	0.17	1.49	2.04	0.06	1	5	182	2.3	35.4	4.8
67-9/206	1213	0.15	0.03	0.09	0.00	2.22	0.35	0.13	0.54	0.36	0.01	28	11	28	0.4	1.9	0.4
67/9-85	1044	0.13	0.01	0.05	0.00	2.07	0.17	0.20	0.71	0.17	0.05	15	1	133	1.2	49.9	10.6
НКВ-3	2235	0.14	0.01	0.19	0.00	0.44	0.19	0.08	0.14	0.03	0.03	71	2	1	0.1	0.1	0.0
НКВ-2	1197	0.07	0.01	0.13	0.00	1.25	0.23	0.68	0.09	0.15	0.06	8	2	9	0.1	13.5	3.8
6710/176	1527	0.15	0.01	0.22	0.00	3.07	0.60	0.14	0.74	0.54	0.02	8	1	4	0.1	0.0	0.1
6710/189	999	0.13	0.02	0.10	0.00	6.91	0.35	0.48	2.55	0.54	0.09	21	29	12	0.2	0.6	0.6
2824/14	939	0.05	0.01	0.00	0.00	4.36	0.53	0.34	0.75	1.00	0.03	81	9	0	0.0	0.2	0.0
HM20-76	799	0.22	0.01	0.06	0.00	3.96	0.57	0.06	0.99	0.70	0.03	28	1	0	0.0	0.0	0.0
Березовское [Константинов, Косолец, Кряжев и др., 2002].																	
Б-82	1466	2.74	0.00	0.10	0.05	0.22	0.26	0.01	0.04	0.03	0.01	208	97	1	0.1	0.0	0.0
Б886	788	8.84	0.00	0.15	0.20	0.12	0.55	0.05	0.03	0.01	0.01	44	38	5	0.0	0.0	0.1
Б-22	980	5.56	0.00	0.15	0.23	0.20	0.20	0.01	0.28	0.03	0.01	2835	1801	19	2.3	0.0	0.0
Б5	900	0.50	0.00	3.97	0.06	2.95	6.12	0.16	0.24	0.14	0.04	19	710	0	0.0	0.3	0.1
Зодское [Константинов, Кряжев, Устинов, 2010]																	
Зод 3	2106	0.70	0.00	0.09	0.00	0.10	0.14	0.01	0.01	0.01	0.01	160	2	0	0.0	0.2	0.0
Восток-2 [Soloviev, Kryazhev, Dvurechenskaya, 2017a]																	
V-16	797	0.31	0.34	0.08	0.14	0.57	0.37	0.02	0.05	0.23	0.15	80	27	1	0.0	0.0	0.0
V-9	733	0.16	0.19	0.01	0.05	0.04	0.14	0.02	0.00	0.00	0.27	29	1	0	0.0	0.0	0.0
V-18	680	0.51	0.50	0.07	0.05	0.48	0.36	0.03	0.02	0.11	0.04	7	2	0	0.0	0.0	0.0
V-21	477	4.33	0.40	0.02	0.02	0.40	0.42	0.02	0.00	0.01	0.03	92	10	0	0.0	0.0	0.0
V-20	639	1.47	0.57	0.02	0.02	0.50	0.27	0.03	0.11	0.01	0.02	61	22	1	0.2	0.8	0.0
V-25	1146	0.23	0.13	0.01	0.01	0.22	0.22	0.01	0.00	0.01	0.02	12	0	0	0.0	0.0	0.0
V-19	573	4.42	0.39	0.02	0.02	0.30	0.29	0.04	0.00	0.01	0.04	59	12	1	0.2	1.8	0.0
V-7	588	3.12	0.32	0.02	0.02	0.66	0.57	0.02	0.01	0.04	0.05	79	10	1	0.0	0.0	0.0
V-2	740	1.85	0.13	0.03	0.01	0.46	0.40	0.02	0.02	0.03	0.09	12	2	0	0.0	0.0	0.0
V-10	1402	0.96	0.47	0.01	0.01	0.49	0.43	0.01	0.02	0.02	0.02	30	2	1	0.0	0.0	0.0
V-11	618	1.53	1.15	0.12	0.02	0.72	0.85	0.01	0.00	0.01	0.06	26	3	0	0.0	0.0	0.0
V-8	612	1.12	0.18	0.02	0.02	0.25	0.26	0.01	0.00	0.01	0.07	23	1	0	0.0	0.0	0.0
V-17	1028	2.51	0.35	0.12	0.03	0.45	0.58	0.02	0.00	0.01	0.03	14	8	0	0.0	0.3	0.0
Скрытое [Soloviev, Kryazhev, 2017b]																	
S-3	1528	0.35	0.62	0.02	0.02	0.22	0.24	0.04	0.00	0.01	0.02	15	1	0	0.0	0.0	0.0
S-1	1462	0.17	0.79	0.06	0.01	0.07	0.12	0.00	0.00	0.00	0.05	5	1	0	17.4	0.0	0.1
S-5	941	0.86	0.24	0.01	0.01	0.21	0.11	0.03	0.00	0.05	0.03	44	1	1	0.0	0.0	0.0
S-11	1701	1.50	0.11	0.00	0.05	0.01	0.12	0.00	0.00	0.00	0.01	12	1	0	0.1	0.0	0.4

В результате исследований установлен исключительно разнообразный состав золотоносных флюидных систем в углеродисто-терригенных толщах. Содержания главных анионов и катионов, газов, а также их отношения в золотоносном кварце подвержены сильным вариациям. Рудообразующие растворы имеют хлоридный, хлоридно-гидрокарбонатный состав, гидрокарбонатный с переменным количеством сульфата, среди катионов преобладает натрий, реже доминирует кальций. Концентрации компонентов при этом варьируют на 2-4 порядка.

С одной стороны, эта особенность является отражением множественности обстановок и условий рудообразования. С другой стороны, она свидетельствует о способности гидротермальных систем практически *любого солевого состава* к эффективной мобилизации и переносу золота. Данный вывод еще раз подтверждает существующие представления о том, что в восстановительной среде миграция благородного металла осуществляется при участии гидросульфидных комплексов в достаточно широком диапазоне физико-химических условий [Pokrovski, Akinfiyev, Borisova et al., 2014]. В пределах каждого рудного района или рудного узла жильный кварц повсеместно содержит достаточно однотипные включения (например, для золото-кварцевых объектов Енисейского кряжа характерны существенно метановые концентрированные хлоридные растворы, Центрально-Колымского региона – разбавленные натриево-гидрокарбонатные с углекислотой и т.д.). При этом выше отмечался рост концентрации хлор-иона и CH_4 по мере повышения температуры и давления флюидов (по данным термометрии включений), что, вероятнее всего, – следствие типичной гидрогеохимической зональности [Шварцев, 1996]. Таким образом, рудообразующие процессы, приводящие к формированию золоторудных месторождений, по-видимому, протекали в локальных частях крупных гидротермальных систем, состав которых определялся главным образом составом пород и РТ-условиями взаимодействия в системе раствор/порода.

Никаких отличий между «фоновыми» пробами и золотоносным кварцем по составу минералообразующих растворов не выявлено как в целом, так и для каждого рудного района в отдельности. В любых координатах (расчетные концентрации газов, анионов, катионов, микроэлементов, их отношения и т.п.) на графиках наблюдается «хаотичное» облако точек, а статистические расчёты не позволяют говорить о значимых различиях между выборками. Некоторые диаграммы, полученные при анализе данных, приведены на рис. 72.

Практически единственный устойчивый признак, позволяющий дифференцировать золоторудные объекты по результатам валового анализа включений – это содержание в кварце газовой фазы ($\text{CO}_2 + \text{CH}_4$), закономерно возрастающее в ряду безрудные жилы → рудопроявления и мелкие месторождения → крупные золоторудные поля [Кряжев, Васюта, 2012], (рис. 73). В меньшей степени аналогичная зависимость наблюдается для концентрации суммы солевых компонентов. С практической точки зрения их анализ является избыточным.

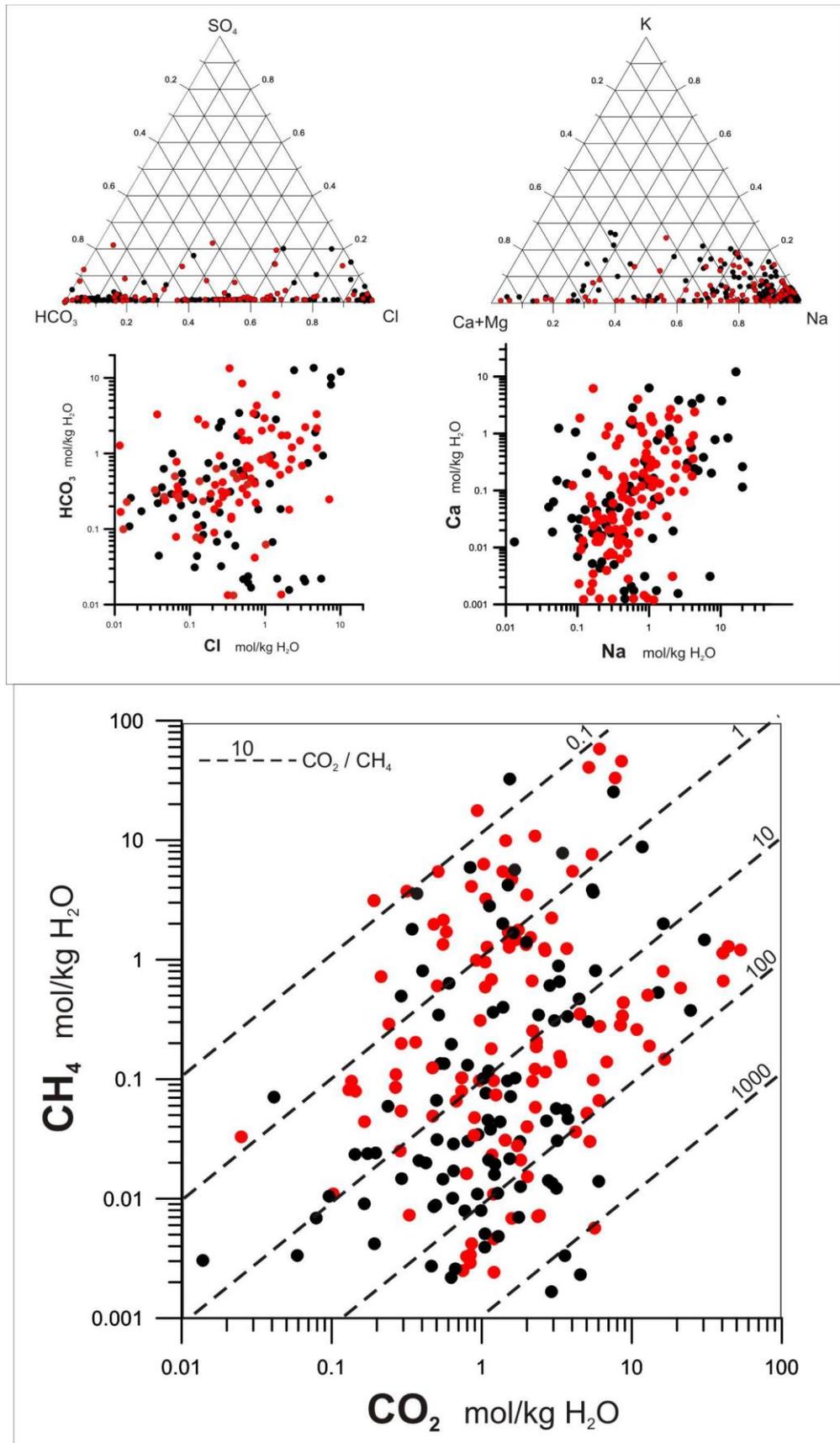
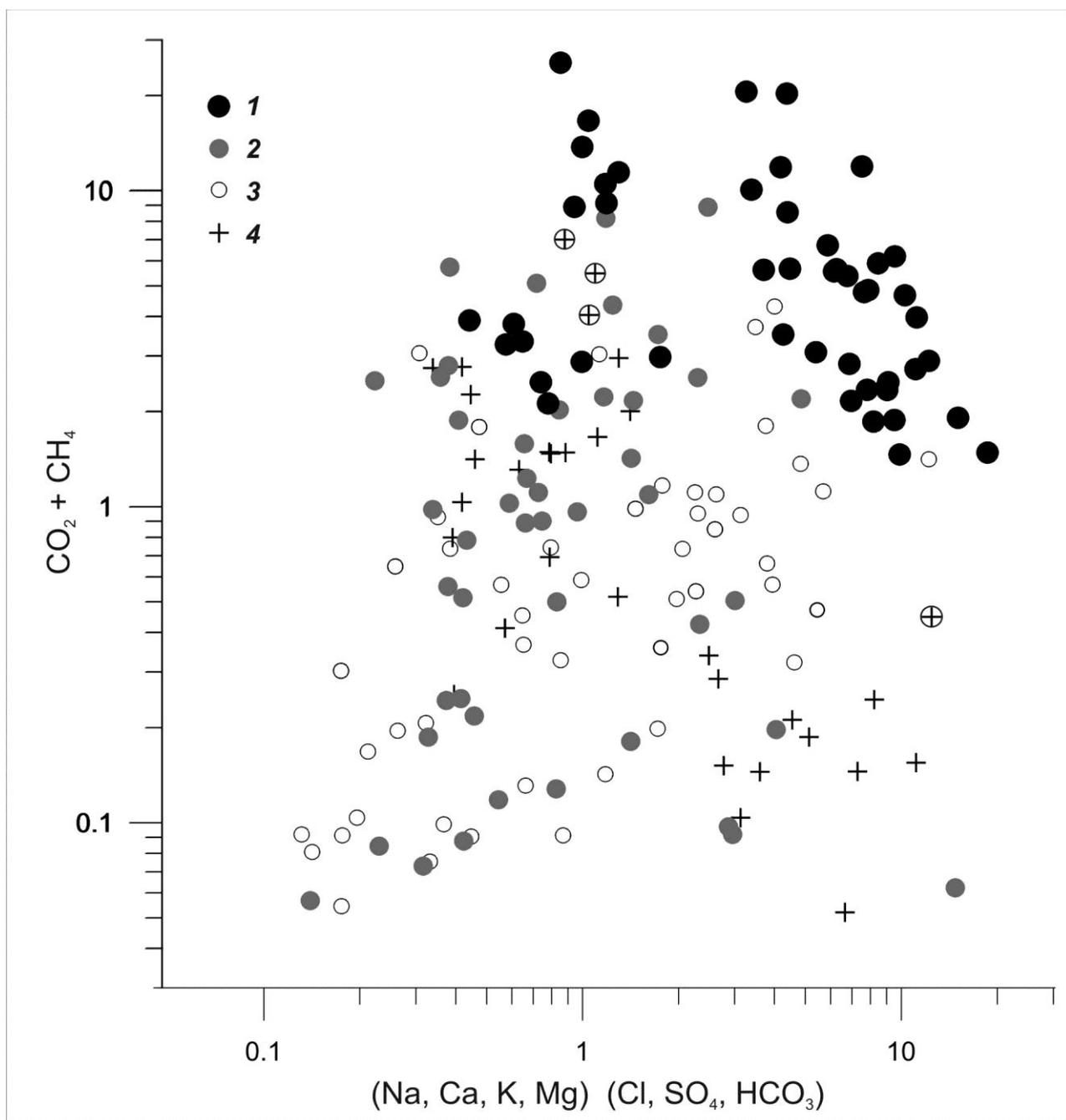


Рис. 72. Вариация составов флюидных включений в кварце месторождений золота в углеродисто-терригенных комплексах (красные кружки) и за их пределами (черные кружки)



1 – крупные и весьма крупные месторождения, 2 – средние и мелкие месторождения, рудопоявления, 3 – безрудные жилы. 4 – кварц золоторудных и золотосодержащих плутоногенно-гидротермальных месторождений других типов (в кружках – данные по Березовскому месторождению на Урале).

Рис. 73. Содержание главных флюидных компонентов (ммоль/кг) в жильном кварце из углеродисто-терригенных комплексов:

Следует отдельно отметить, что указанная закономерность не распространяется на объекты «сухоложского типа», руды которых сформировались до кварцевых жил.

Показатель флюидонасыщенности кварца в принципе зависит от концентрации газов и солей в растворах включений. Но решающее значение в результат вносит количество последних. С учетом повсеместно отмечаемой гетерогенности флюидов можно сделать вывод о повышенной концентрации в кварце месторождений именно газовых включений. Причем большинство из них (а в ряде случаев – все) относятся к вторичным, связанным с наложенными на кварц золото-сульфидными парагенезисами. Как известно, образование вторичных включений происходит в трещинах, т.е. для их возникновения необходимо не только присутствие рудоносного раствора в данном месте, но и развитие трещиноватости. Поскольку вторичные включения обычно залечивают множество систем трещин, насыщение кварца газами – достаточно длительный и неодноактный процесс.

Таким образом, газовые включения фиксируют области долговременных потоков золотоносных флюидов, устойчиво существовавших на фоне тектонических подвижек. Это в целом объясняет связь между показателем CO_2+CH_4 и масштабами оруденения. Газогеохимические аномалии сопровождают все без исключения крупные золоторудные месторождения и могут быть предложены в качестве эффективного критерия прогноза и поисков большеобъемного оруденения.

Однако достоверность и надёжность критериев, выявленных с учётом эмпирически установленных закономерностей, не могут быть достаточно высокими без понимания причинно-следственных связей между наблюдаемыми явлениями и процессами формирования руд. Приуроченность скоплений рудного вещества к ореолам развития углекислотно-метановых включений в большинстве публикаций рассматривается с двух точек зрения. Первая предполагает поступление золота вместе с углеродсодержащими газами из особого (преимущественно мантийного) источника. Вторая главную роль отводит процессу вскипания рудоносного водно-углекислотного флюида как основному механизму рудоотложения. Рассмотрим последовательно эти гипотезы.

4.3. Источники газовых компонентов золотоносного флюида

Является ли рудоносный углекислотно-метановый флюид продуктом «глубинного дыхания» мантии? Для ответа на этот вопрос мы провели сравнительный анализ изотопного состава углерода и гелия включений в жильном кварце месторождений [Кряжев, Прасолов, Розинов и др., 2013], которые различаются по возрасту, составу руд, масштабу оруденения, РТ-условиям рудообразования (табл. 52, рис. 74-75). Образцы для исследований отобраны из рудных тел и содержат выделения самородного золота и/или сульфидов продуктивной стадии. Результаты исследования состава и свойств флюидных включений в образцах были приведены выше.

Таблица 52. Результаты изотопно-геохимических исследований флюидных включений в кварце

Месторождения (№ образца)	Р кбар	Содержание газов в кварце				Изотопные характеристики			
		CO ₂	CH ₄	Ar	He	δ ¹³ C _{ΣC}	R / R _A	He _m /He	Ar _{rad} /Ar
		мл / кг		10 ⁻³ мл / кг		‰		%	
Верхояно-Колымская провинция									
Кыллах (КЛ-19)	0.5	264.0	7.26	0.25	0.15	-11	1.05	12	12
Сарылах (С-338)	-	56.0	1.35	2.50	0.03	-	1.04	12	5
Дегдекан (Дг-31)	0.9	112.5	1.16	0.38	0.05	-15	1.24	14	30
Наталка (НАТ-3)	0.9	81.0	3.49	0.94	0.05	-12	1.07	12	26
Дуэт (Д-3)	-	16.2	1.26	0.49	0.14	-	0.16	2	41
Нежданнинское (Н-65-13)	0.9	303.6	2.69	1.62	0.56	-8	0.67	8	33
Северо-Енисейская провинция									
Эльдорадо (Э-1)	-	0.6	0.79	1.18	0.03	-	1.04	12	61
Советское (Ст196-86-340-5)	1.2	25.0	99.0	6.23	0.53	-16	0.09	1	66
Олимпиадинское (О1063/250)	0.9(1.6)	64.0	306.8	8.57	9.17	-17	0.02	0	74
Удере́йское (Уд-26)	1.4	48.8	0.24	6.85	0.03	-18	0.93	11	93

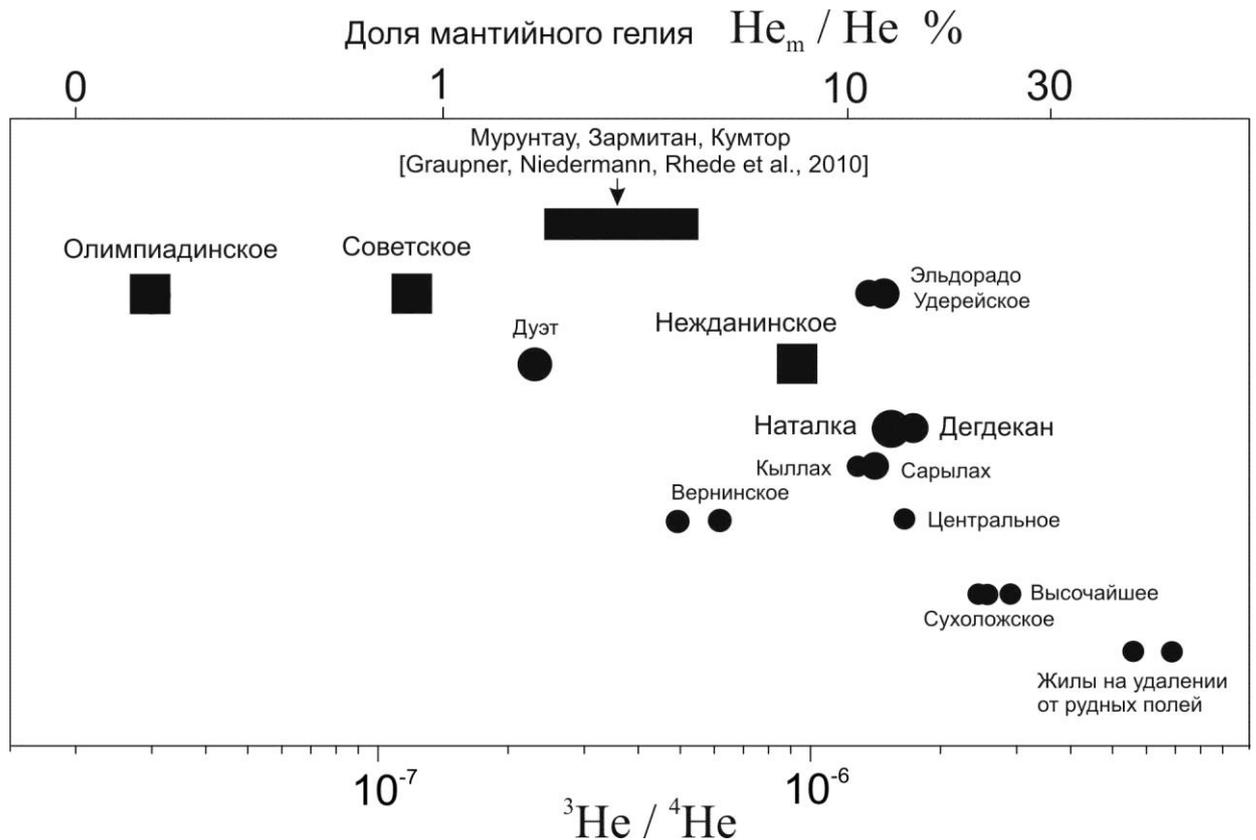


Рис. 74. Изотопный состав гелия флюидных включений в жильном кварце

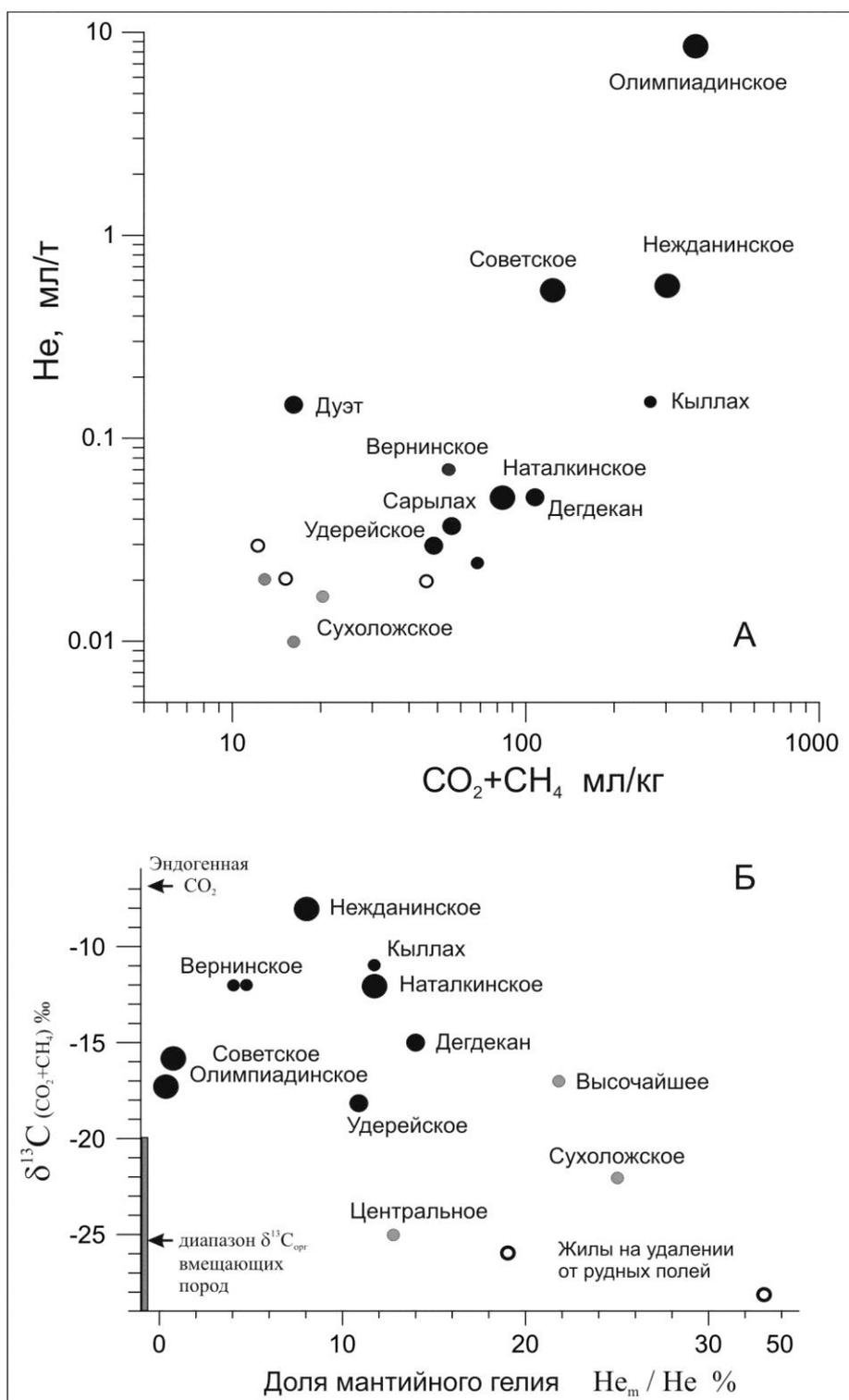


Рис. 75. А- зависимость между концентрациями He и CO₂-CH₄ в кварце;
 Б – зависимость между изотопным составом He и CO₂-CH₄ во флюидных включениях.

Как и в Ленском районе, наблюдается отчетливая прямая зависимость между глубиной (давлением) рудообразования и долей радиогенного аргона во включениях (см. табл. 74). В золото-сульфидных залежах Енисейского кряжа доминирует радиогенный аргон (74-93%), в золото-(сульфидно)-кварцевых рудах его доля составляет 61-66%). Золотоносные кварцевые жилы Верхояно-Колымской провинции, очевидно, формировались в системах, более открытых для насыщенных воздухом поверхностных вод (доля атмосферного аргона составляет 59–88%).

Содержания гелия в кварце обнаруживают сильную положительную корреляцию с содержанием метана и углекислоты (рис. 75А). Выявленная закономерность позволяет утверждать, что гелий для анализа был выделен именно из включений углекислотно-метанового флюида.

Изотопный состав суммарного углерода включений в кварце золоторудных месторождений ($\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}} = -8... -18\text{‰}$) значительно утяжелен по сравнению с органическим углеродом терригенных толщ ($\delta^{13}\text{C} -25\pm 5\text{‰}$ по Галимову, 1973). При этом он характеризуется значимой отрицательной корреляцией с долей мантийного гелия (рис. 75Б), поэтому увеличение содержания тяжелого изотопа в углероде газов (повышение $\delta^{13}\text{C}$) нельзя связывать с поступлением углекислоты и метана непосредственно из мантии. Наиболее вероятно, что в составе углекислотно-метановых флюидов на рассматриваемых месторождениях присутствует т.н. «глубинный» углерод [Кулешов, 1986], который поступал из коровых магматических очагов. Это предположение совершенно не исключает присутствие в таких очагах «эндогенной» CO_2 ($\delta^{13}\text{C} -7\text{‰}$ по Галимову, 1968), особенно для «окисленных» рудообразующих систем (например, Нежданинской). Однако для «восстановленных» систем (месторождения Олимпиадинское и Советское) наиболее вероятным механизмом возникновения изотопно-тяжелого метанового флюида является ассимиляция вещества углеродисто-терригенных толщ магматическими очагами. Нами в частности это было показано на примере магмотермо-гидротермальных W-(Cu, Au) месторождений «восстановленного» типа (Восток-2 и Скрытое) в Приморье [Soloviev, Kryazhev, Dvurechenskaya, 2017; Soloviev, Kryazhev, 2017б]. Обогащенный метаном рудообразующий магмотермальный флюид на этих объектах характеризовался $\delta^{13}\text{C}$ от значений $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}$, близких к вмещающим углеродисто-терригенным породам (от -22 до -20‰) на ранних высокотемпературных стадиях, до $-16.5...-10.5$ на поздних (формирование Au-Bi минерализации). Одновременный рост отношения CO_2/CH_4 при этом мог быть обусловлен ростом доли эндогенной углекислоты в рудно-магматической системе.

Согласно существующим представлениям [Ishihara S, Sasaki A, 2002], ассимиляция углеродисто-терригенных пород сопровождается переходом в магму основной части содержащейся в них серы. Следовательно, высокие значения $\delta^{34}\text{S}$, в частности, на Советском

месторождении, могут служить указанием на то, что в рудно-магматическую систему были вовлечены породы, содержащие изотопно-тяжелую сульфидную серу.

На рисунке 74 хорошо видно, что доля мантийного гелия в рудообразующих флюидах изученных золоторудных месторождений-гигантов не превышает 10%. Кварц месторождений Олимпиада и Советское содержит практически только радиогенный гелий, что вероятнее всего объясняется наличием во вмещающих толщах пластов ураноносных черных сланцев. Интересен не столько факт доминирования радиогенного гелия, сколько факт его накопления в газовой фазе, особенно на месторождении Олимпиадинское. Эта особенность может указывать на большую рудоконтролирующую роль черных сланцев как структурного экрана при рудонакоплении.

Следует отметить относительное постоянство отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 1.4 \pm 0.1 \times 10^{-6}$ в рудах месторождений различного типа, возраста и масштаба. Возможно, указанное значение характеризует «средний» уровень изотопного состава гелия в мантийно-коровых и плутоно-метаморфогенных рудогенерирующих системах, возникающих в углеродисто-терригенных толщах на коллизионном этапе.

В целом же результаты выполненных исследований не позволяют отводить мантийным газам сколько-нибудь важную роль в формировании золотоносных флюидов при формировании месторождений золота в углеродисто-терригенных комплексах.

4.4. ВСПИВАНИЕ ФЛЮИДА КАК ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА РУДООТЛОЖЕНИЯ

Вскипание, или выделение углекислотно-метанового флюида в самостоятельную фазу однозначно фиксируется на всех месторождениях при микроскопическом исследовании сообществ флюидных включений. Однако именно повсеместно выраженная гетерофазность рудообразующей среды противоречит предположению о вскипании как причине рудоотложения. Несмесимость газового и водно-солевого флюидов отмечается во всем диапазоне установленных давлений при рудообразовании (от 1.5 до 0.5 кбар, что соответствует глубинам от 6 до 2 км от палеоповерхности). В некоторых крупных рудных полях, таких как Мурунтау, «кипение» флюида прослежено на сотни метров – первые километры разреза. При этом углекислотно-метановая и водная фазы всегда находятся в равновесии, которое определяется растворимостью газов в водных растворах солей при данных давлении, температуре и солёности [Такеноучи, Кеннеди, 1968]. Поэтому «вскипание» охватывает весь диапазон глубин без существенного изменения окислительно-восстановительного потенциала и кислотности минералообразующей среды.

Термодинамическое моделирование этого процесса также показало его весьма низкую эффективность как механизма распада гидросульфидных комплексов золота [Bowers, 1991].

Ряд факторов, вызывающих осаждение металлов из сульфидных комплексов, по степени снижения их эффективности выглядит следующим образом [Бартон, Скиннер, 1982]: снижение концентрации сульфидной серы в растворе → окисление → рост кислотности → разбавление → снижение температуры → снижение давления (вскипание). Поэтому в восстановительной околонефтральной среде, свойственной обстановкам рудообразования на рассматриваемых месторождениях, практически единственным эффективной причиной рудоотложения является снижение активности серы вследствие ее связывания в сульфидных минералах. Дополнительным фактором, который вероятно имеет значение, является распад гидросульфидных комплексов на поверхности выделений самородного золота.

4.5. МОДЕЛЬ МАССОПЕРЕНОСА В ТЕРМОСТАТИРОВАННОЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЕ

Гидродинамический режим при рудообразовании

Рассмотрев и отвергнув две предложенные гипотезы, объясняющие приуроченность газогеохимических аномалий к крупным скоплениям руд, мы приходим к выводу о вероятном участии углекислотно-метанового флюида в процессах мобилизации и транспорта рудного вещества. Прежде чем перейти к рассмотрению возможных механизмов этого процесса, отметим следующее. Как следует из результатов анализа включений, формирование месторождений в углеродисто-терригенных комплексах происходило в гетерогенной минералообразующей среде на глубинах 2-6 км (при давлениях 0.5-1.5 кбар) в условиях литостатического градиента при отсутствии гидродинамической связи с поверхностью. Подобные обстановки характеризуются глубинным гидродинамическим режимом, при котором движение порового раствора весьма затруднено [Шварцев, 1996]. Существует только два механизма, обеспечивающих восходящее движение рудообразующих флюидов в глубинных условиях: высокое давление в остаточных магматических очагах и образование трещин [Голубев, Шарапов, 1974]. Последнее удовлетворительно объясняет образование жил, но в случае с вкрапленным оруденением вопрос остается открытым.

Пытаясь разобраться в этом вопросе, автор обнаружил, что «восходящее движение рудоносных растворов» в условиях глубинного гидродинамического режима – это гипотеза, т.к. отсутствуют силы, обеспечивающие это движение. Если открыть книгу «Флюиды в земной коре» [Файф, Прайс, Томпсон, 1981], можно узнать (стр. 34), что наиболее убедительным доказательством движения флюидов является образование золоторудных месторождений (!). С

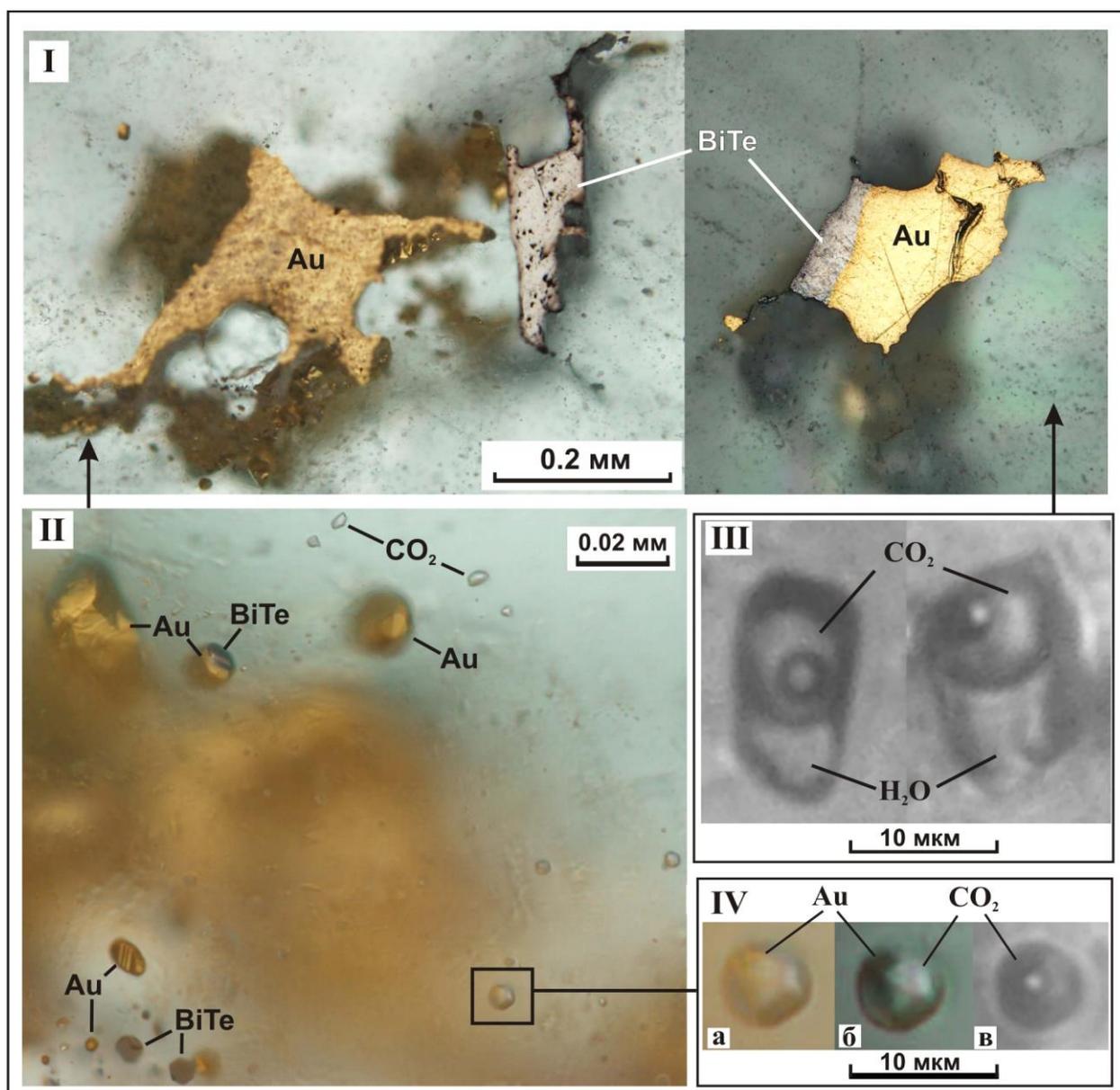
этим невозможно спорить, но если золото транспортируется в газовой фазе, то для водного раствора это объяснение не является удовлетворительным.

Рассмотрим данную проблему на конкретном примере, который позволил ее в целом и решить. Золото-кварцевые месторождения Ин-Узальского района (Алжир), изученные автором вместе с С.В.Беловым, П.А.Игнатовым, Ю.В.Васюта и Аули Э. [2017], предоставили уникальную возможность анализа условий отложения золота на разных гипсометрических уровнях единой гидротермальной палеосистемы и определить *PTX*-параметры рудообразующих флюидов на основе сравнения термобарогеохимических характеристик включений на нижнем (месторождение Тирек) и верхнем (месторождение Амесмесса) уровнях рудной колонны. По данным структурных наблюдений разница в эрозионном срезе между этими объектами определена в 2.5 км.

Все проанализированные включения отчетливо вторичны по отношению к основной массе жильного кварца. Они залечивают протяженные трещины, пересекающие края кристаллов. Вблизи выделений рудных минералов наблюдаются зонки развития кварца второй генерации, по отношению к которому флюидные включения являются первичными. Примечательно, что здесь же присутствуют микронные первичные включения самородного золота. В одном случае выделение самородного золота наблюдалось на стенке флюидного включения (рис. 76-IV). Указанные взаимоотношения свидетельствуют о том, что захват флюидных включений происходил одновременно с отложением минералов продуктивной ассоциации. Следовательно, изученные газовой-жидкие включения содержат рудообразующие растворы, и их параметры могут характеризовать физико-химические условия формирования золотоносной минерализации.

По составу флюидные включения разделяются на два типа (табл. 53, см. рис.76): углекислотно-водные (тип LC) и углекислотные (тип C), что указывает на гетерогенное состояние минералообразующей среды вследствие несмешиваемости воды и углекислоты при данных *PT*-условиях.

Углекислота во включениях содержит незначительную (0–5%) примесь низкокипящих газов (CH_4 , N_2), на что указывает температура плавления CO_2 (от -56.6 до -58°C). На месторождении Амесмесса (обр. А-1) плотность углекислотных включений составляет около 0.71 г/см^3 (гомогенизация происходит в жидкую фазу при $+25 \pm 0.5^\circ\text{C}$). Во включениях из месторождения Тирек (обр. Т-2) содержится значительно более плотная CO_2 (0.84 г/см^3 , гомогенизация в жидкую фазу при $+12.5 \pm 0.5^\circ\text{C}$).



I – парагенезис самородного золота (Au) и сульфотеллурида висмута (BiTe); II – ассоциация включений плотной углекислоты (CO_2) и твердых включений рудных минералов; III – углекислотно-водные включения; IV – углекислотное включение в отраженном (а) и проходящем (б) свете. На внутренней поверхности вакуоли наблюдается выделение самородного золота. При снижении температуры до $+12^\circ\text{C}$ происходит разделение углекислоты на жидкую и газовую фазы (в).

Рис. 76. Рудная минерализация и включения золотоносных растворов в кварце (месторождение Тирек, обр. Т-2).

Таблица 53 Результаты микротермометрических исследований флюидных включений в кварце

№ обр	Тип ГЖВ	Температуры фазовых переходов, °С					Параметры флюида	
		T_3	$T_n ГГ$	$T_n CO_2$	$T_{гом} CO_2$	$T_{гом}$	$X CO_2$ мол. %	P бар
<i>Месторождение Амесмесса</i>								
А-1	LC	-21.5±0.5	+6.8±0.2	-57.0	+29.4...+30.7	310–320	13–14	1100
	С	-	-	-58.0	+24.4...+25.6	-	-	
<i>Месторождение Турек</i>								
Т-2	LC	-21.5±0.5	+6.8±0.2	-56.6	+13.7...+15.5	290–320	16–17	1700
	С	-	-	-56.6	+12.0...+13.0	-	-	

Углекислотно-водные включения содержат натриево-хлоридный раствор с небольшой примесью других катионов ($T_{зет} = -21.5 \pm 0.5^\circ\text{C}$). Соленость растворов, определенная по температуре плавления газогидрата, составляет около 6 %NaCl-экв.

Данные валового анализа (табл. 54) полностью согласуются с результатами изучения индивидуальных включений. Установлено, что во всех образцах содержатся натриево-гидрокарбонатно-хлоридные растворы умеренной концентрации (4–6 мас.% NaCl). Примеси других катионов (K, Ca, Mg) не превышают 1-2 мольн. %. Фтор и сульфат-ион не обнаружены. В газовой фазе резко доминирует углекислота, содержания метана на 1-2 порядка ниже, другие углеводороды фиксируются в следовых количествах. Главными элементами-примесями во флюидах являются В, Sr и Ва. Отметим, что при той же концентрации и аналогичном составе солей флюидные включения в кварце рудопроявления Ларджан, которое расположено в той же рудоконтролирующей зоне между месторождениями, содержат в 2 раза меньше CO_2 . Это наблюдение хорошо согласуется с предположением о ведущей роли газовой фазы в транспорте золота из глубинных источников в область его накопления.

Гомогенизация включений происходит путем растворения углекислоты в воде в интервале от 290 до 320°С. Поскольку флюид находится на линии двухфазового равновесия, температура гомогенизации включений соответствует температурам минералообразования. По измеренной плотности CO_2 в углекислотных включениях и температурах их захвата, определенных по температуре гомогенизации сосуществующих углекислотно-водных включений, давление при минералообразовании оценивается в 1.1–1.7 кбар (ошибка определения не превышает 50-100 бар).

Таблица 54. Состав флюидных включений в кварце по данным валового анализа

№ обр	Амесмесса	Рудопроявление Ларджан	Тирек
H ₂ O в кварце, ppm	1175.5	1178.8	1317.2
<i>Главные компоненты, г/кг H₂O</i>			
CO ₂	178.69	86.07	214.65
CH ₄	6.00	1.40	0.86
Cl	16.39	19.79	28.70
HCO ₃	25.99	36.76	30.94
Na	19.36	25.58	29.05
K	0.39	0.31	0.50
Ca	0.49	0.65	0.85
Mg	0.21	0.19	0.11
<i>Микроэлементы, мг/кг H₂O</i>			
B	556.5	1630.4	601.4
Li	0.1	0.4	0.3
Rb	1.1	1.1	2.9
Sr	226.5	49.8	278.6
Ba	54.7	7.3	73.2
As	16.0	16.9	3.4
Sb	1.6	1.9	1.8
Cu	1.0	0.6	0.4
Zn	19.4	0.1	14.6
Pb	1.8	0.2	<0.1
Ag	0.2	0.7	0.3
<i>Мольные отношения</i>			
Na/K	83	140	99
K/Rb	780	598	363
As/Sb	16	15	3
CO ₂ /CH ₄	11	22	91

Идентичность состава и температур рудообразующих растворов на двух изученных месторождениях подтверждает мнение об их принадлежности к единой региональной гидротермальной палеосистеме. Установленная разница давлений в 600 бар в условиях литостатического градиента соответствует расстоянию около 2.5 км по вертикали между уровнями локализации оруденения. Эта величина хорошо согласуется с результатами геолого-структурных наблюдений, что позволяет сделать вывод о формировании месторождения Тирек на глубинах порядка 7 км, а месторождения Амесмесса – 4.5 км от палеоповерхности. Столь большой вертикальный размах оруденения определяет значительные перспективы глубоких горизонтов месторождений данного типа. Вероятно, в значительной мере он был обусловлен термостатированностью рудоконтролирующей структуры, т.к. температурный градиент по результатам исследования флюидных включений не фиксируется. Однако возникает вопрос о механизмах массопереноса при формировании руд. Плотность водно-солевого флюида (с учетом растворенной в нем CO₂) на нижнем уровне системы составляла 1 г/см³, на верхнем –

0,95 г/см³. Следовательно, гидротермальные растворы находились не только в термостатированных, но и в гидродинамически застойных условиях.

Как было показано выше, основной особенностью рассматриваемой флюидной системы является ее гетерогенное состояние – присутствие в углекислотно-водно-солевом растворе пузырьков менее плотной углекислоты. Известно, что скорость свободного всплытия микропузырьков газа в жидкостях по геологическим меркам чрезвычайно высока и исчисляется миллиметрами в секунду [Кутателадзе, Стырикович, 1976]. Поэтому углекислотный флюид следует рассматривать как весьма подвижную субстанцию, которая могла осуществлять эффективный транспорт тех компонентов, которые преимущественно перераспределяются в газовую фазу.

Распределение элементов в гетерогенной системе

В настоящее время существуют экспериментальные данные о высокой растворимости ряда рудных минералов в газообразном флюиде [Бычков, 2012]. Доказано, что водяной пар и газообразный сероводород в условиях гидротермального процесса могут быть важной транспортной средой для элементов-спутников золота Cu, Ag и As, по возможным масштабам переноса сопоставимой с плотными водными растворами. Аналогично ведет себя в гетерогенной системе и золото [Pokrovski, Akinfiyev, Borisova и др., 2014 и ссылки в этой работе]. Причём перенос рудных компонентов в газовой фазе приводит к разделению элементов, что объясняет «монометалльность» некоторых золотых руд.

Наблюдаемое в углекислотно-водных включениях количество углекислоты (от 17 мол.% на месторождении Тирек до 13 мол.% на месторождении Амесмесса) отвечает пределу ее растворимости при данных концентрациях NaCl, температурах и давлениях [Такеноучи, Кеннеди, 1968]. Следовательно, водно-солевой раствор оставался насыщенным в отношении CO₂ на всех уровнях гидротермальной колонны, и уходящий вверх газ непрерывно восполнялся за счет его поступления с более глубоких горизонтов. Длительное существование такой системы возможно только при наличии внешнего источника CO₂.

Для определения природы углекислоты выполнен изотопный анализ ее углерода. Установлено, что флюидные включения в кварце образцов А-1 (Амесмесса) и Т-2 (Тирек) содержат углекислоту с идентичным значением $\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$, которое точно соответствует изотопному составу углерода эндогенной углекислоты. Абсолютно аналогичная по изотопному составу углекислота содержится во включениях золотоносного кварца Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале. Интересно отметить, что вместе с эндогенной углекислотой в руды Березовского месторождения привносилась «тяжелая» сера, заимствованная из пермских эвапоритов, что указывает на поступление этого элемента в рудообразующую систему в виде газообразного H₂S [Кряжев, Гриненко, Устинов, 2011]. Из

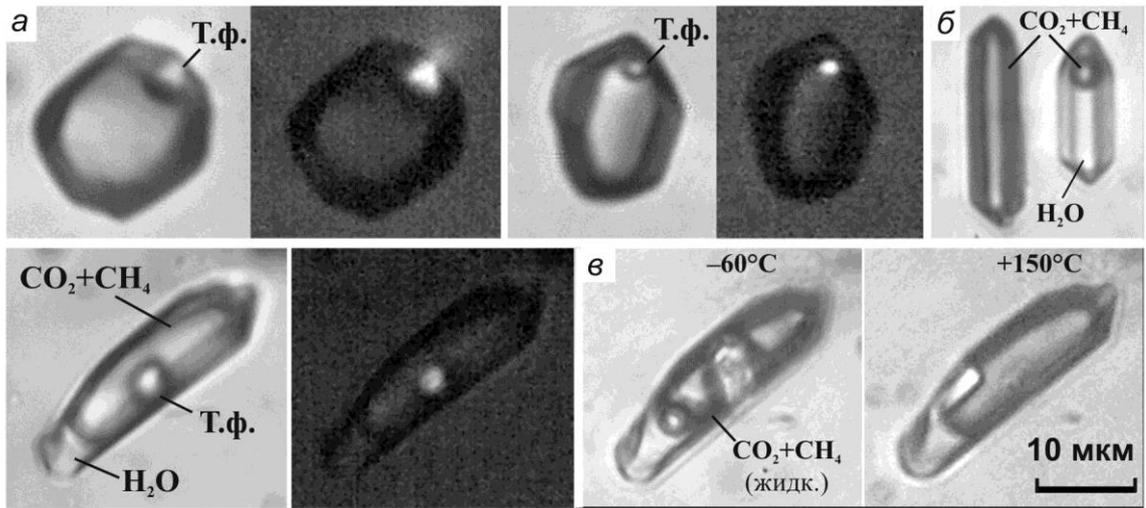
проанализированных нами месторождений в углеродисто-терригенных комплексах флюиды, по $\delta^{13}\text{C}$ близкие к эндогенной углекислоте, обнаружены на крупнейших месторождениях Мурунтау, Кумтор, Нежданинское. На остальных объектах газовая фаза относительно обогащена легким изотопом углерода, что указывает на частичное заимствование этого элемента из углеродисто-терригенных толщ.

Термобарогеохимические свидетельства

На рис. 77 и 78 приведены микрофотографии, свидетельствующие о сложном поликомпонентном составе надкритического рудообразующего флюида включений в кварце месторождений золота в терригенно-углеродистых толщах. По плотности флюид приближается к жидкости и способен к растворению, транспортировке и отложению минерального вещества, в том числе таких элементов, как As, Sb и Au. Высокие содержания мышьяка и золота в подобных газообразных включениях на месторождении Олимпиадинское установлены методом ICP MS с лазерным отбором пробы (А.С.Борисенко, 2012 г., устное сообщение). Этим же методом доказано преимущественное перераспределение золота в газовую фазу при вскипании флюидов на медно-порфировых месторождениях [Williams-Jones, Heinrich, 2005].

Следует также упомянуть результаты исследования первичных флюидных включений в самородном золоте, которые заполнены углекислотой, метаном и азотом при практическом отсутствии воды [Петровская, 1973].

Таким образом, углекислотно-метановый флюид непосредственно мог участвовать в транспортировке золота при образовании его месторождений, и в этом, вероятнее всего, заключена причина формирования околорудных газогеохимических ореолов. В качестве главной особенности флюидного режима развития золотоносных рудообразующих систем в углеродисто-терригенных толщах можно рассматривать гетерогенность минералообразующей среды и миграцию углекислотно-метановой фазы как самостоятельного рудоносного раствора. Низкая динамическая вязкость указанной фазы обеспечивала более эффективный перенос рудного вещества по сравнению с малоподвижным водным раствором. При этом возникли условия для взаимодействия газообразного флюида с большим объемом водных растворов, находящихся в равновесии с углеродисто-терригенными породами. Так как золото в гетерогенной системе преимущественно распределяется в газовую фазу, то подобное взаимодействие могло служить главным механизмом мобилизации металла из большого объема терригенных толщ, в том числе из пород с повышенной золотоносностью. Предложенная модель служит основанием для использования аномальных концентраций углекислоты и метана в кварце как критерия выделения участков, перспективных на обнаружение крупнообъемного золотого оруденения в углеродисто-терригенных толщах.



а – анизотропная твёрдая дочерняя фаза (Т.ф.) во включениях плотного углекислотно-метанового флюида ($0,6 \text{ г/см}^3$, $x\text{CO}_2=x\text{CH}_4$), справа николи скрещены; *б* – ассоциация сингенетичных включений водно-солевого раствора (T гомогенизации 260°C) и углекислотно-метанового флюида (T гомогенизации -45°C в жидкую фазу); *в* – поведение твёрдой фазы при изменении температуры: при -60°C она значительно увеличилась в размерах, при $+150^\circ\text{C}$ уменьшилась (полностью растворяется при $+170^\circ\text{C}$).

Рис. 77. Флюидные включения в кварце из руд месторождения Раздольнинское, Енисейский край:

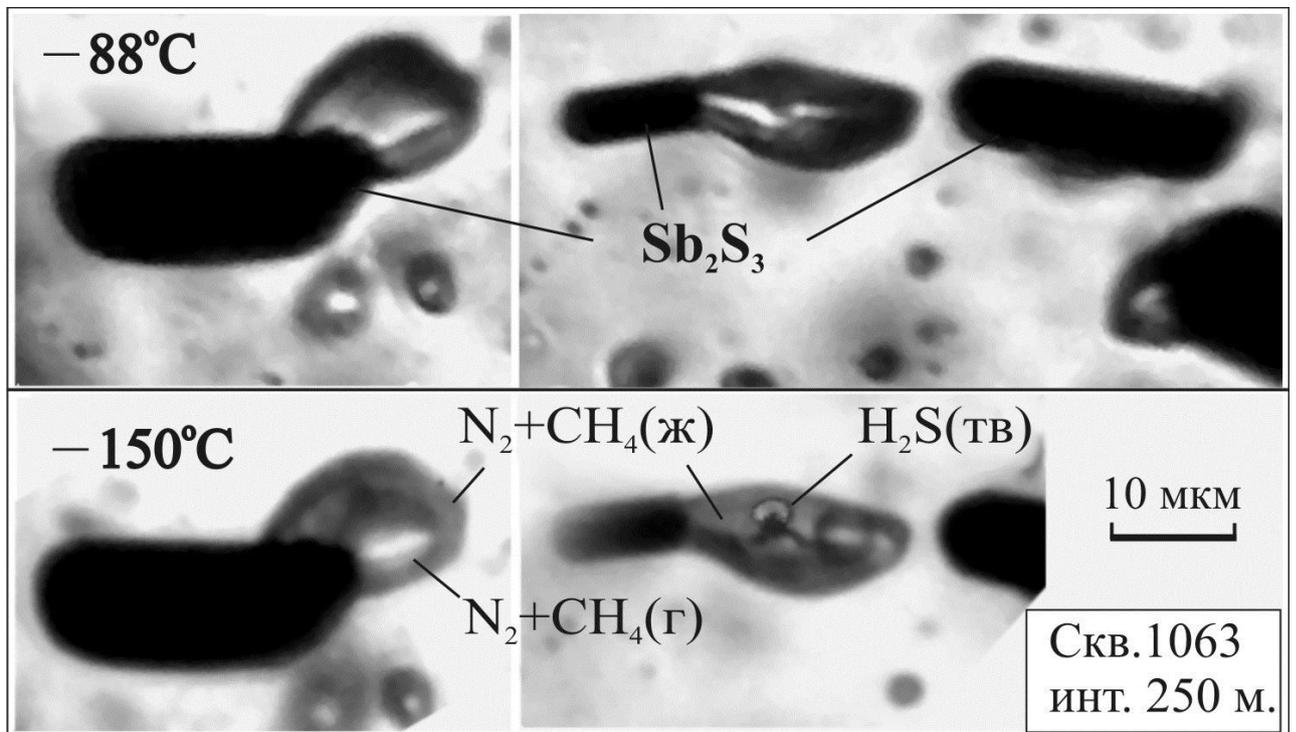


Рис. 78. Сингенетичные с антимонитом и золотиносным арсенопиритом включения плотного поликомпонентного ($\text{CH}_4+\text{N}_2+\text{H}_2\text{S}+\text{Sb,As,Au}$) флюида, месторождение Олимпиадинское [Кряжев, 2016а].

Изотопные свидетельства

Приведем два примера, когда установленные факты невозможно объяснить без предположения о дифференциальной миграции элементов в гетерогенной минералообразующей среде.

1. При формировании золото-сульфидных вкрапленных руд крупнейшего Олимпиадинского месторождения вмещающие карбонатные породы не претерпели изменений в изотопном составе кислорода и углерода. Если последний факт можно объяснить преимущественно метановым составом флюида, то неизменность $\delta^{18}\text{O}$ однозначно свидетельствует о низком отношении вода/порода в системе, т.е. о «газотермальном», а не «гидротермальном» характере оруденения. В гидротермальных системах известняки испытывают кардинальное изменение изотопного состава кислорода [Soloviev, Kryazhev, Dvurechenskaya, 2013].

2. При формировании метасоматитов главной продуктивной стадии на месторождении Мурунтау в руды было привнесено огромное количество золота и серы, которая полностью заместила серу осадочно-метаморфических сульфидов. Однако свинец при рудообразовании заимствовался из вмещающих пород. «Магматический» свинец появился на месторождении позже, при образовании сульфидно-кварцевых жил *выполнения*.

Аналогичную картину мы наблюдаем и в рудах Олимпиадинского месторождения – количество привнесенного в руды свинца несопоставимо мало по сравнению с массой сформированных золото-сульфидных руд. При этом «магматический» свинец фиксируется в поздней золото-полисульфидной ассоциации на Советском месторождении, которая (в отличие от Олимпиадинских руд) была образована при участии хлоридных растворов.

Можно предположить, что близкое по сути явление имеет место и в случае со свинцом Нежданнинского месторождения [Чернышев, Бортников, Чугаев и др., 2011].

Очевидно, что при исследовании золоторудных месторождений выводы об источниках рудного вещества, сделанные только на основании данных по изотопам свинца, не могут считаться однозначными, поскольку этот элемент, в отличие от золота, переносится в водно-солевой фазе гетерогенной флюидной системы.

Таким образом, мы приходим к выводу о различной подвижности газового и жидкого флюида, причем последний в некоторых случаях в целом если не совсем неподвижен, то по крайней мере малоподвижен (под «подвижностью» автор понимает относительную массу профильтровавшегося через породу флюида, т.е. отношение флюид/порода, выраженное через атомные количества каждого химического элемента). Газовая фаза, напротив, характеризуется весьма высокой подвижностью, и именно она могла обеспечить эффективный транспорт золота и серы при рудообразовании.

Таким образом, в качестве главной особенности флюидного режима формирования золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах можно рассматривать гетерогенность минералообразующей среды и миграцию углекислотно-метановой фазы как самостоятельного рудоносного раствора. На вероятность подобного механизма транспортировки вещества в гидротермальных системах указывал Д.С.Коржинский: «Наиболее важные кислоты природных растворов летучи (HCl , H_2S , CO_2 , HF), и частично они могут подниматься в составе газовых струй или потоков пузырьков с опережением жидких растворов.» [Коржинский, 1994, стр. 150].

По сравнению с малоподвижным водным раствором газовая фаза обеспечивает несравненно большую эффективность переноса рудного вещества. Тот факт, что этот процесс реализуется независимо от состава газов (углекислота или метан), позволяет рассматривать углекислотно-метановую фазу только как «газ-носитель» для гидросульфидных комплексов золота.

В насыщенных по отношению к углекислоте и метану гетерогенных системах избыточное по отношению к равновесию количество газа в виде пузырьков неизбежно будет перемещаться вверх (в область более низкого давления). Поэтому гетерогенизация является необратимым процессом, а ее наблюдение на всех уровнях рудообразования свидетельствует о непрерывном поступлении углекислотного флюида из рудогенерирующего очага.

В технике подобный процесс пропускания газа через слой жидкости, называемый барботажем, широко используется в связи с высокой эффективностью межфазного перераспределения вещества благодаря большим межфазовым поверхностям в единице объема среды. В рассматриваемом случае неизбежно возникают условия для взаимодействия газообразного флюида с большим объемом водных растворов, находящихся в равновесии с углеродисто-терригенными породами, в том числе породами с повышенной золотоносностью. Поскольку золото в гетерогенной системе преимущественно распределяется в газовую фазу, подобное взаимодействие могло служить эффективным механизмом мобилизации металла из большого объема пород.

Известно [Кутателадзе, Стырикович, 1976], что при барботировании происходит также разделение элементов по степени летучести (более летучие компоненты перераспределяются в газовую фазу и переносятся в верхнюю часть системы). Если развивать идею дальше, можно связать различия в составе руд месторождений Мурунтау (малосульфидные с самородным золотом) и Кокпатас (золото-мышьяковисто-сульфидные с антимонитом) именно с различным гипсометрическим уровнем их локализации – на разном расстоянии от глубинного источника флюидов. Для подтверждения этой модели, однако, необходимы термобарогеохимические исследования руд месторождения Кокпатас.

Барботирование как геохимически важный процесс в природных флюидных системах в последнее время все больше привлекает внимание исследователей. В работе [Prokofiev, Selector, 2014] авторы связали с процессами кипения и дальнейшей миграции парообразного флюида вверх геохимическую зональность месторождений Дарасунского типа. Предложенная модель не вполне отвечает «барботажу», т.к. пар при охлаждении конденсируется и не может далеко удаляться от области кипения (по сути рассмотренные ассоциации включений рассола и пара – характерный элемент рудообразующих систем порфирирового типа). В статье [Yudovskaya et al., 2016] уже рассмотрен именно процесс миграции углекислоты в водно-солевой среде при формировании месторождений в углеродисто-терригенных толщах (Чертово Корято и Сухой Лог). На основании результатов термодинамического моделирования авторы делают вывод том, что барботаж вызывает *осаждение золота* вследствие выноса из системы воды (т.е. эта модель также в принципе описывает процесс выкипания). По нашему мнению, в задаче неточно сформулированы начальные условия, т.к. вынос воды мгновенно восполняется ее привносом из нижней зоны барботажной системы.

Модель, предлагаемая нами, предполагает *активное* участие углекислотно-метановой фазы как транспортирующего агента для гидросульфидных комплексов золота. Причем результаты, полученные при исследовании месторождений сухоложского типа, свидетельствуют о том, что независимый от водно-солевого раствора перенос гидросульфидных комплексов золота газообразным флюидом осуществлялся не только в магматогенно-гидротермальных системах, но и в эксгальационно-осадочных, и в метаморфогенно-гидротермальных.

Основной вывод. В углеродисто-терригенных комплексах формирование золоторудных месторождений происходило в условиях глубинного гидродинамического режима. По определению это означает низкую проницаемость пород, литостатический градиент при отсутствии гидродинамической связи с земной поверхностью. Эффективный перенос серы и золота осуществлялся в гетерогенной среде независимо от водно-солевого раствора при участии подвижной углекислотно-метановой фазы, поступающей из рудогенерирующего очага. Основной причиной рудоотложения служил распад комплексных соединений золота вследствие связывания серы в сульфидных минералах.

Масштабы оруденения зависят от длительности процесса рудообразования, что отражено в степени насыщенности жильного кварца углекислотно-метановыми включениями.

5. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

5.1 Изотопно-геохимические критерии и их апробация

По величине временного разрыва между формированием рудовмещающего субстрата и оруденения в углеродисто-терригенных комплексах выделяются две группы золоторудных месторождений: регионально или контактово метаморфизованные субмаринные гидротермально-осадочные (сухоложский тип) и плутоногенные- плутоногенно-метаморфогенные (мурунтауский тип) гидротермально-метасоматические с отчетливо эпигенетической по отношению к вмещающим толщам минерализацией. Методика поисков месторождений указанных групп существенно различна, однако общим направлением в ней считаются исследования по выявлению ареалов первичного рудонакопления. По мнению В.А.Нарсеева, В.М.Яновского и других специалистов, долгое время изучавших месторождения золота в «черных» сланцах, важное значение приобретают литолого-стратиграфические построения с широким применением фациального и палеогеографического анализа, *проведение изотопных исследований по сере, углероду, кислороду для доказательства синхронности рудного вещества с осадконакоплением.*

Отмеченные представления вполне понятны, т.к. вероятность формирования крупных промышленных месторождений с эпигенетической минерализацией в первично обогащенных серой, углеродом и золотом породах многократно повышается по сравнению с их локализацией в монотонных терригенных толщах. Любой гидротермальный процесс в золотосодержащих породах будет способствовать концентрированию благородного металла. Кроме того, толщи с гидротермально-осадочной минерализацией являются эффективным геохимическим барьером для золотоносных плутоногенно-(метаморфогенно)-гидротермальных растворов. И, наконец, как свидетельствуют геологические наблюдения [Иванов, 2014], на размещение эпигенетических рудообразующих систем определяющее влияние оказывают конседиментационные разломы, которые ранее служили рудоподводящими структурами для металлоносных эксгаляций.

Формирование месторождений вкрапленных руд начинается с накопления металлоносных осадков, отлагавшихся в специфических условиях рифтогенных структур края континента. Первичная структура района с золото-сульфидным вкрапленным оруденением по В.А.Нарсееву и В.М.Яновскому представляется в виде рифта типа Красного моря или окраинно-морской мелководной лагуны, либо в виде рифтовых и рамповых конседиментационных грабенов. На дне этих бассейнов могли отлагаться металлоносные илы, накапливавшиеся как вследствие чисто седиментогенных процессов, так и за счет термальных

рассолов, пропитывающих не-литифицированные осадки. В обоих случаях предполагается проявление вулканических процессов в удаленной или скрытой (криптовулканической) форме. Последующие процессы литификации осадков, их диагенеза и метаморфизма сопровождались перераспределением рудной и нерудной частей и формированием концентрированного оруденения.

Таким образом, рифтогенные впадины с металлоносными фациями осадков можно рассматривать в качестве потенциальных рудных полей. Подобная точка зрения в большой мере предопределила одно из основных направлений исследований автора поскольку при прогнозно-поисковых работах наибольшую эффективность и практическую значимость будут иметь такие индикаторные показатели потенциальной продуктивности, которые являются устойчивыми атрибутами самих рудоносных толщ. Поэтому первоочередной задачей проводимых работ являлось выявление вещественных носителей необходимой информации, получаемой путем анализа углеродисто-терригенных пород современными инструментальными средствами. В результате выявлены изотопно-геохимические признаки индикаторы особых обстановок, благоприятных для формирования крупных скоплений рудного вещества.

В качестве эталона для разработки изотопно-геохимических критериев выявления потенциально золотоносных структур с гидротермально-осадочным оруденением послужило сухоложское рудное поле. Определяющая роль конседиментационных процессов при формировании сухоложских руд, на которой настаивает автор, принята большим числом исследователей, т.к. надежно обоснована геологическими, минералогическими и изотопными данными. Фактические материалы, полученные при изучении всех эталонных золоторудных месторождений, позволяют сформулировать прогнозно-поисковые критерии следующим образом:

- устойчивая обширная положительная аномалия $\delta^{34}\text{S}$ при полном отсутствии отрицательных значений, совмещенная с областью повышенных значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, соответствует конседиментационной рифтогенной впадине с проявлениями эксгаляционных процессов - потенциальному рудному полю. Границы потенциального рудного поля (фланги гидротермально-осадочной палеосистемы) маркируются появлением в разрезе отдельных горизонтов и слоев, обогащенных тяжелым изотопом ^{34}S на фоне широких вариаций $\delta^{34}\text{S}$ в области отрицательных значений.

- части рудного поля с аномально высокими значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и развитием густовкрапленных до массивных линз и конкреционных обособлений гидротермально-осадочных пирититов ($\delta^{34}\text{S} = +8 \pm 3\%$) отвечают предполагаемым зонам рудоподводящих структур и могут быть выделены в качестве перспективных поисковых участков.

Рассмотренные изотопно-геохимические характеристики ($\delta^{34}\text{S}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$) являются устойчивыми атрибутами потенциально рудоносных черносланцевых толщ и могут служить эффективными критериями выделения наиболее продуктивных частей разреза [Кряжев, 2010а].

Важно отметить, что эпигенетическая трансформация сульфидов в закрытой системе (перекристаллизация, локальное переотложение и т.п., в том числе с изменением минеральных форм серы) не сопровождается изменением изотопных отношений серы и в разрезах сохраняется первичная изотопно-геохимическая зональность. Если же изменение $\delta^{34}\text{S}$ при эпигенетических процессах происходит, возникшая аномалия может свидетельствовать о наличии нового источника серы (и оруденения) на глубине.

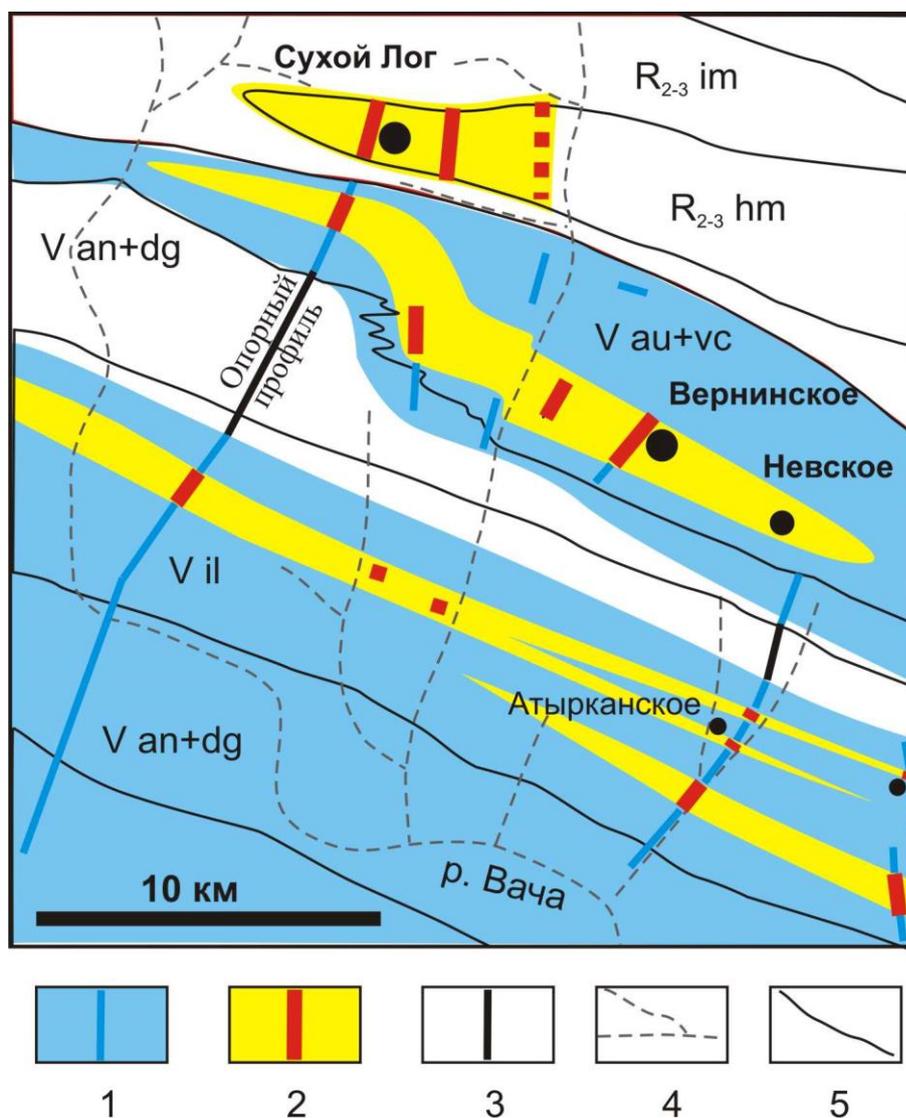
Апробация предлагаемого метода при геологоразведочных работах.

Ниже кратко изложены результаты опытно-методических работ, выполненных автором в 2014-2015 годах вместе с геологами ЦНИГРИ [Кряжев, Васюков, Шумилин, 2016] в пределах Бодайбинского золотоносного района при выполнении ГРР. Целью этих исследований являлась выяснение возможности использования данных по распределению изотопов серы в сульфидах в целях прогноза и поисков крупнообъемного оруденения сухоложского типа.

Суть методики заключалась в определении значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов из тяжелой фракции шлихов, полученных при опробовании шурфов, или из точечных проб (штуфов, протолок) при минералого-геохимическом картировании территории по опорным профилям. Опробование по профилям проводилось с проходкой мелких шурфов с шагом 50 м. (обнаженность территории плохая), из которых отбирались пробы массой 25 кг. Отмытые из проб искусственные шлихи направлялись на минералогический анализ. В результате выявлены ореолы пиритизации и ореолы шлихового золота. Для изотопного анализа серы пирит брали из тяжелой фракции шлиха (т.е. никакой «специализированный» отбор проб не проводился, использовали материал, полученный при рядовом опробовании). Результаты работ в графическом виде отражены на рис. 79 и 80.

Месторождение Сухой Лог, служащее и в данном случае эталонным объектом, выделяется на профиле широким ореолом распространения сульфидов с $\delta^{34}\text{S} = +8 \pm 3\%$. Околорудные породы, слагающие крылья сухоложской антиклинали, характеризуются более высокими значениями этого показателя (до $+16\%$).

В южной части профиля на фоне развития сульфидов с биогенно-осадочной серой (высокие градиенты при отрицательных значениях $\delta^{34}\text{S}$) выявляются две области развития сульфидов, по изотопным характеристикам отвечающие эталонному объекту.



Условные обозначения: 1 – пересечения и области развития изотопно-легкого пирита ($\delta^{34}\text{S} < +4\text{‰}$), 2 – пересечения и области развития пирита с $\delta^{34}\text{S} > +4\text{‰}$, 3 – пересечения без сульфидной минерализации, 4 – россыпи золота, 5 – геологические границы (см. рис. 11)

Рис. 79. Распределение изотопного состава сульфидной серы в южной части сухоложского рудного узла.

Одна из них приурочена к породам аунакитской свиты в верховьях р.Безымянка. Продуктивность данной части разреза подтверждается наличием здесь минералогических ореолов самородного золота. Аномалия прослежена в восточном направлении на расстояние около 10 км. Именно на этом литолого-стратиграфическом уровне локализованы месторождения Вернинско-Невского рудного поля, которые непременно были бы обнаружены данным методом.

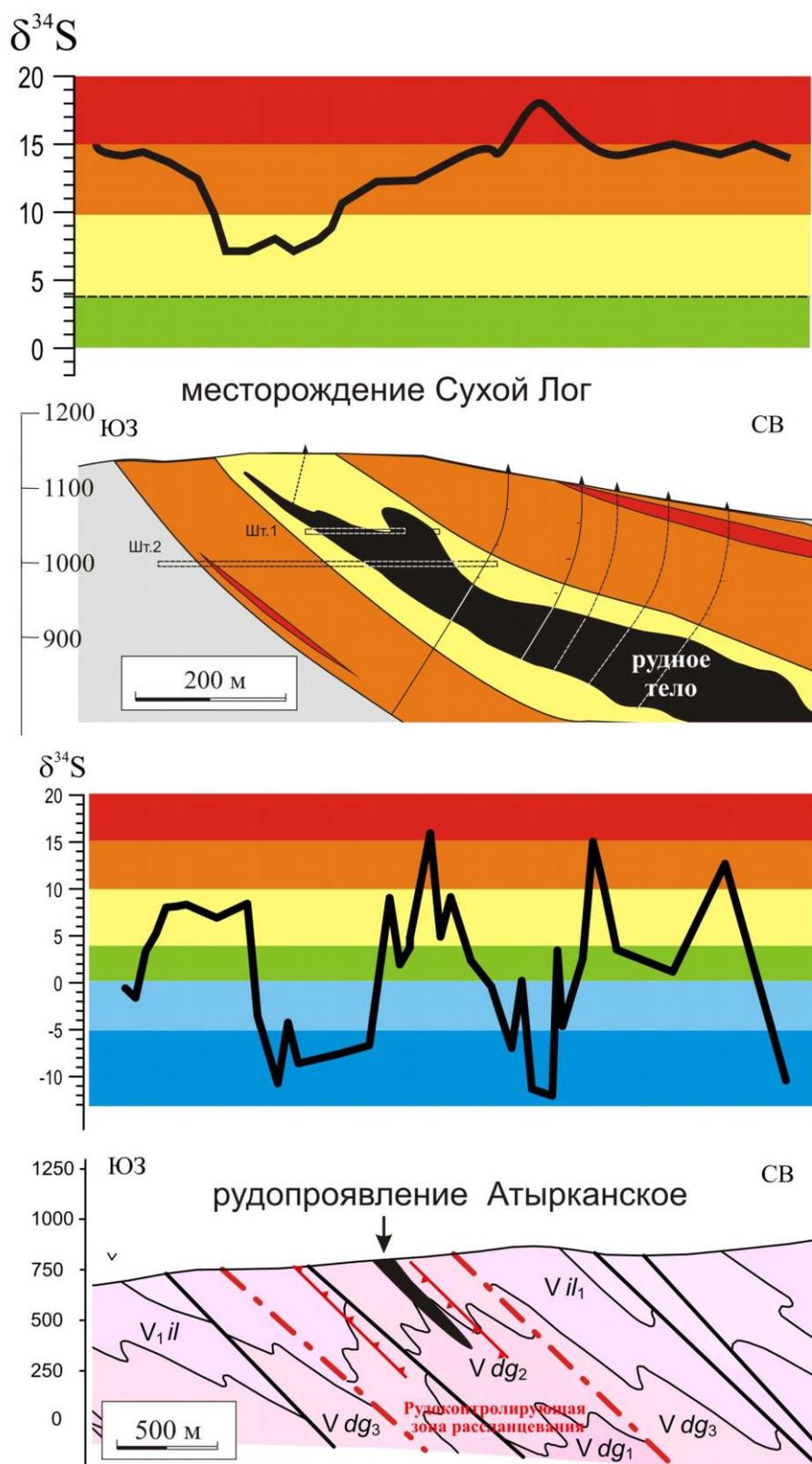


Рис. 80. Сопоставление характера вариаций $\delta^{34}\text{S}$ при пересечении профилем крупного месторождения и мелкого рудопоявления.

Второй аномальный участок расположен в междуречье р.Безымянка-р.Угахан в поле отложений илигирской свиты. Потенциальная продуктивность данного уровня подтверждается приуроченностью к нему рудопроявлений Атырканское и Кундускитское. На рис.80 показан профиль, прошедший через Атырканское рудопоявление в сопоставлении с профилем, прошедшим через месторождение Сухой Лог. Этот рисунок хорошо иллюстрирует важность размеров изотопно-гомогенного участка разреза и устойчивость значений $\delta^{34}\text{S}$ при прогнозе оруденения.

На следующей стадии поисковых работ в пределах выделенных перспективных площадей путем сгущения сети рекомендуется проводить изотопно-геохимическое картирование с целью расшифровка внутреннего строения потенциальных рудных полей, выявления зональности и выделения изотопно-гомогенных зон, отвечающих потенциальным месторождениям. Особую актуальность данный метод может иметь в тех случаях, когда оруденение не выходит на поверхность (надо отметить, что месторождение Сухой Лог является скрытым объектом).

Таким образом, использование изотопных данных позволяет выделить и оконтурить потенциально продуктивные литолого-стратиграфические уровни (или рудоносные тектонические зоны расщепления, если принять точку зрения А.И.Иванова) в ранге перспективных рудных полей и существенно сократить площади для постановки детальных поисковых работ. В рассмотренном случае протяженность выделенных участков составляет около 10% от общей длины изученного профиля. При любом взгляде на генезис оруденения, локализация промышленного оруденения в пределах подобных изотопно-геохимических аномалий наиболее вероятна.

Выявление крупных эксгалиционно-осадочных систем на основе изотопно-геохимического картирования углеродисто-терригенных толщ – один из наиболее перспективных путей для осуществления прогноза в них крупного золоторудного объекта. Интересно отметить, что в пределах сухоложского рудного узла только на крупнейшем месторождении Сухой Лог значения $\delta^{34}\text{S}$ достигают +21‰, т.е. изотопного состава морского сульфата. По мнению автора, это не случайно. На этом объекте эксгалиционно-осадочная система прошла весь полный цикл от зарождения золотоносных эксгалиций ($\delta^{34}\text{S}$ около +5‰) через постепенный рост доли морского сульфата и повышения $\delta^{34}\text{S}$ до затухания эндогенной активности. На других месторождениях развитие системы было прервано в связи с перестройкой морского бассейна.

5.2 Термобарогеохимические критерии и их апробация

Прогнозно-поисковый критерий, основанный на выявлении газогеохимических аномалий, был апробирован нами при поисковых работах на Центрально-Ичувеевской площади (Чукотский АО). Площадь сложена комплексом углеродсодержащих терригенных пород двух отделов триасовой системы. Толща прорвана интрузивными телами гранитов и гранодиоритов раннемелового возраста и насыщена кварцевыми жилами и прожилками, часть из которых содержит золото-сульфидную минерализацию.

По минеральному составу руды относятся к золото-кварцевому убогосульфидному типу со свободным высокопробным самородным золотом. Содержание сульфидов составляет 0.5-1% при примерно равном соотношении арсенопирита и пирита. В качестве незначительной примеси отмечены пирротин, сульфиды цветных металлов и минералы висмута (висмутин, самородный висмут). Золото высокопробное, преимущественно свободное. Количественно преобладают мелкие выделения размером 20-70 мкм, присутствуют также редкие крупные золотины (0.2-2 мм). В ряде случаев фиксируются также высокие содержания серебра.

Золотое оруденение в районе работ относится к гидротермально-метасоматическому типу и было сформировано после основной массы жильного кварца. Одним из основных признаков проявления гидротермалитов продуктивного этапа служит отчетливо выраженная перекристаллизация более раннего (дорудного) жильного кварца, которая в золотоносных участках сопровождается развитием арсенопиритовой, реже полиметаллической сульфидной минерализацией и отложением самородного золота. В подобных случаях кварц следует рассматривать в первую очередь как минерал-носитель информации о наложенных гидротермальных процессах, в том числе – рудообразующих. Именно поэтому термобарометрические параметры жильного кварца всех разновидностей могут служить эффективными дополнительными критериями выявления, оконтуривания и количественной оценки золотоносных флюидных палеосистем, оставивших «след» в виде первичных и вторичных включений.

Образцы для анализа отбирались геологами ОАО «Артель старателей Чукотка» с поверхности при проведении рекогносцировочных маршрутов. Опробовались все жильно-прожилковые зоны, из каждой отбирался один или несколько небольших штучных образцов (в зависимости от визуально выделяемых типов кварца). На втором этапе анализировались дубликаты дробленых рядовых керновых проб.

В качестве базового (картировочного) метода нами использована термолюминесцентный газовая хроматография, дополненная методом термолюминесценции. Последний метод использовался прежде всего для предварительной объективной разбраковки генераций кварца,

что значительно сократило затраты времени и средств при проведении работ. В принципе аналогичную разбраковку можно выполнять минералогическими методами, придавая определениям цифровой вид. Например, кварц «серый» - 2 балла, кварц «белый» - 1 балл и т.п. [Чекваидзе, Исакович, Миляев, 1999; Кряжев и др., 2011]. Для Центрально-Ичугеумской площади по характеристикам ТЛ-спектров нами было выделено 5 типов кварца (табл. 55).

Таблица 55. Критерии разбраковки кварца по степени рудоносности

Объект прогнозирования	Значения критериев		Степень перспективности (тип кварца)
	Температура ТЛ-пика	Интенсивность пика (у.е.)	
Области развития кварца продуктивной генерации	200–225 ±2°C	>100	Максимальная (тип 4)
		<100	Высокая (тип 3)
Области интенсивного проявления рудообразующих процессов, околорудные ореолы.	225–235 ±2°C	>10	Средняя (тип 2)
	>235°C	>100	Низкая (тип 1)
Безрудные участки		<100	Нулевая (тип 0)

Газогеохимические ореолы

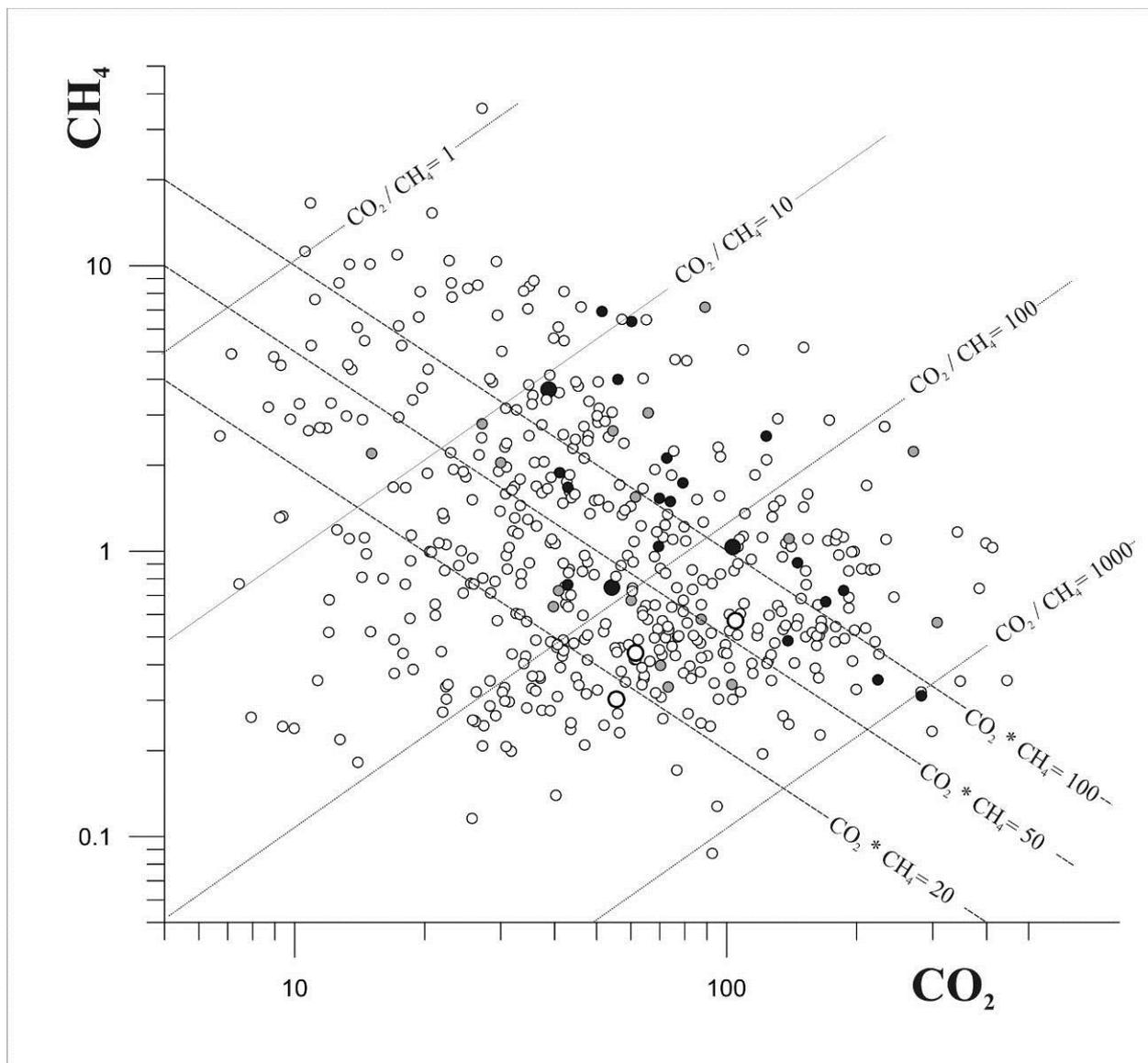
Кварц в пределах Центрально-Ичугеумской площади характеризуется относительно высокой газонасыщенностью: содержания углекислоты и метана в сумме находятся в области 1-10 ммоль/кг (20-200 мл/кг), в среднем – около 5 ммоль/кг. Этот признак может свидетельствовать о перспективах обнаружения здесь промышленного золотого оруденения.

Как и следовало ожидать, золоторудная минерализация сопровождается повышенными содержаниями CO₂ и/или CH₄ в кварце (рис. 81).

Поскольку содержания углекислоты превышают концентрации метана на один-три порядка, при выделении газогеохимических аномалий необходимо учитывать содержание каждого газа в отдельности. Для этой цели наиболее эффективен мультипликативный показатель CO₂*CH₄, вычисляемый как произведение концентраций газов в кварце. Граничные значения между фоном и аномалией для каждого участка выбирались с учетом особенностей газогеохимического поля и в большинстве случаев соответствовали средним содержаниям газов в кварце данного фрагмента территории. Для Центрально-Ичугеумской площади в целом средний показатель CO₂*CH₄ находится на уровне 50. Области с более высокими значениями показателя выделяются нами как газогеохимические аномалии.

Кроме содержания газов определенное значение может иметь их соотношение, т.е. показатель CO₂/CH₄, отражающий окисленность/восстановленность флюидов. Как видно на рис.5.3, этот показатель подвержен сильным вариациям (от 1 до 1000). Однозначно интерпретировать природу указанной термобарогеохимической зональности пока

затруднительно. Как правило, повышенные отношения CO_2/CH_4 характерны для поздних стадий развития рудно-магматических систем и/или для более верхних уровней развития оруденения. Возможно, золоторудные проявления Центрально-Ичугеумской площади в этом отношении не являются исключением.



Серыми кружками отмечены пробы с содержанием Au 0.5–1.5 г/т, черными – свыше 1.5 г/т.

Крупными значками отмечены пробы с высоким содержанием Ag (>10 г/т).

Рис. 81. Содержание газовых компонентов (мл/кг кварца) в жильном кварце Центрально-Ичугеумской площади

Принципы комплексирования термобарогеохимических критериев

Для комплексной характеристики жильно-прожилковых зон необходима система оценки, учитывающая значимость (вес) каждого термобарогеохимического критерия. Авторами для классификации единичных проб использовано *произведение* следующих показателей:

1. Q - потенциальная продуктивность

кварца (тип ТЛ-спектра) в баллах: от 0 (тип 0) до 4 (тип 4).

2. G - интенсивность газогеохимической аномалии: $\text{CO}_2 \cdot \text{CH}_4 / 50$

Для оценки потенциальной продуктивности жильно-прожилковой зоны, которая охарактеризована не одним, а несколькими анализами, расчет показателя Q*G производился следующим образом:

1. Q - потенциальная продуктивность

кварца (тип ТЛ-спектра): сумма баллов / число анализов

2. G - интенсивность газогеохимической

аномалии: максимальное значение $(\text{CO}_2 \cdot \text{CH}_4) / 50$

Для примера ниже приведен расчет оценочных параметров для одного из участков.

Таблица 56 Пример расчета комплексного показателя потенциальной продуктивности жильно-прожилковых зон ($Q \cdot G$)

Проба	Т°С	I y.e.	Тип (Q)	CO ₂	CH ₄	CO ₂ *CH ₄ /50 (G)	Q*G
				мл/кг			
т.568	242	281	1	-	-	-	
т.569	226	199	4	73.2	0.33	0.5	1.9
т.570	225	422	4	87.3	0.58	1.0	4.1
т.571	216	518	4	169.5	0.66	2.2	8.9
т.572	245	160	1	-	-	-	-
т.573	244	117	1	-	-	-	-
т.574	241	310	1	-	-	-	-
т.575	245	266	1	-	-	-	-
т.576	249	235	1	-	-	-	-
т.577	240	543	1	186.6	0.73	2.7	2.7
т.578	218	246	4	137.0	0.55	1.5	6.0
т.579	216	477	4	101.5	0.60	1.2	4.9
т.580	207	250	4	197.7	0.53	2.1	8.4
т.581	239	591	1	138.6	0.49	1.4	1.4
т.582	239	697	1	85.5	0.49	0.8	0.8
т.585	216	543	4	50.2	0.33	0.3	1.3
т. 568-585			2.3	186.6	0.73	2.7	6.2

По результатам работ строились карты поисковых признаков (Рис. 82). Выявленные аномалии разбраковывались по степени перспективности на основании комплексного термобарогеохимического показателя. Из более чем 100 изученных жильно-прожилковых зон были выделены 14, показатель $Q \cdot G$ в которых варьирует от 1.5 до 22. Остальные показали «фоновые» характеристики.

Распределение термобарогеохимических показателей на площади наиболее золотоносного из разбуренных участков (см. рис. 82) подтверждает устойчивость связи термобарогеохимических ореолов с зонами развития золотоносной минерализации. Во всех скважинах осевой (наиболее продуктивной) части Главной рудной зоны преимущественно присутствует кварц продуктивной генерации (тип 4) и интенсивные газогеохимические аномалии. Характерно практически полное отсутствие «фоновых» кварца (тип 0).

Важной отличительной характеристикой рудоносного участка является однородность термобарогеохимических ореолов: признаки продуктивной минерализации фиксируются при анализе нескольких штуфов в одной точке, в нескольких смежных точках по профилю, в непрерывном вертикальном разрезе, либо при выборочном опробовании многих скважин.

Таким образом, на статистически весьма представительном материале (около 1.5 тыс. проб) показана закономерная связь термобарогеохимических аномалий с зонами развития золотоносной минерализации. Опыт работ показал, что не все золотоносные жилы обладают повышенной интенсивностью термолюминесценции и аномальным содержанием углекислотно-метановой фазы. Термобарогеохимическими методами выявляются преимущественно жильно-прожилковые зоны и штокверки, вмещающие крупные протяженные золоторудные тела. Отдельные жилы с высокими концентрациями Au, но с небольшими запасами металла (десятки кг), часто характеризуются «фоновыми» характеристиками. В наиболее продуктивных зонах термобарогеохимические аномалии характеризуются высокой устойчивостью как по простиранию жильно-прожилковых зон, так и на глубину.

Полученные данные согласуются с результатами, полученными при анализе эталонных месторождений, локализованных в углеродисто-терригенных комплексах и являются основанием для рекомендаций по использованию термобарогеохимических данных при поисковых работах.

Оруденение сопровождается метасоматическими изменениями значительных объемов пород, вследствие чего параметры термобарогеохимических аномалий в целом отражают интенсивность рудообразующего процесса в пределах изученных минерализованных зон и могут служить критериями масштабов ожидаемого оруденения.

В то же время очевидно, что наличие потока рудоносных растворов является необходимым, но не достаточным условием формирования рудных тел. Для концентрированного отложения рудного вещества определяющим фактором несомненно является структурная обстановка (рудоконтролирующие нарушения, оптимальная мощность вмещающих интрузивных тел и т.п.). Именно поэтому участки, выделенные по термобарогеохимическим критериям, следует рассматривать как потенциально перспективные на выявление промышленного оруденения.

5.3. Рекомендации по совершенствованию прогнозно-поискового комплекса

Золоторудные месторождения, локализованные в углеродисто-терригенных толщах, при разнообразии структурно-морфологических и минералогических особенностей оруденения, с генетической точки зрения могут быть разделены на два основных типа:

- стратоидные залежи регионально или контактово метаморфизованных субмаринных гидротермально-осадочных сульфидных руд (сухоложский тип);
- секущие зоны жильной и прожилково-вкрапленной плутоногенно-метаморфогенной гидротермально-метасоматической эпигенетической по отношению к вмещающим толщам минерализации с варьирующим соотношением кварца и сульфидов (мурунтауский тип).

Основным назначением разработанных автором критериев является выявление соответствующих рудообразующих палеосистем: *гидротермально-осадочной*, признаки которой проявлены в вариациях изотопного состава серы и углерода пород рудовмещающей формации, и *флюидно-метасоматической*, реликты которой заключены в газовой-жидких микровключениях. На первый взгляд представляется очевидной необходимость использования двух альтернативных моделей объекта поисков, каждой из которых отвечает свой набор методов выявления поисковых критериев и признаков. Однако, результаты изучения эталонных объектов определенно свидетельствуют о полигенно-полихронном характере развития рудообразующих систем, сформировавших золоторудные месторождения в углеродисто-терригенных комплексах.

Практически во всех крупных золоторудных полях наложенная золото-(сульфидно)-кварцевая минерализация наиболее интенсивно проявлена на тех участках, которые характеризуются и максимальной концентрацией гидротермально-осадочного пирита. Эта эмпирически установленная закономерность позволяет предполагать, что мы имеем дело с *подсистемами единой длительно развивающейся рудообразующей системы*.

Таким образом, золоторудное месторождение можно рассматривать как конечный продукт развития гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических процессов,

пространственное совмещение которых обусловлено существованием долгоживущих рудоконтролирующих разломов фундамента.

Изотопно-геохимические и термобарогеохимические методы, несомненно, могут реализовать свой потенциал только в составе соответствующего прогнозно-поискового комплекса (ППК), включающего весь арсенал существующих геологических, геофизических и геохимических поисковых методов и технологий.

Прогнозно-поисковые комплексы (ППК) по своему содержанию, сочетанию методов и очередности их проведения соответствуют стадийности геологоразведочного процесса, в которой реализованы принципы последовательного сокращения площадей поисковых работ от стадии к стадии при повышении детальности работ [Методическое...2002]. Эффективность ППК основана на соответствии металлогенических единиц, являющихся объектами прогнозирования и поисков, видам и методам работ, составляющим стадии геологоразведочного процесса, и результатам работ, выраженным прогнозными ресурсами определенных категорий.

Прогнозно-металлогенические исследования по результатам региональных геофизических и геолого-съемочных работ м-ба 1:200000 имеют своей целью выделение наиболее перспективных геологических структур, отвечающих потенциальным золоторудным районам, для проведения дальнейших работ. В ходе этих работ должны быть обоснованы критерии и признаки золоторудных месторождений с оценкой прогнозных ресурсов по категории Р3.

Задачей поисков м-ба 1:50000 является выделение по совокупности геологических, геохимических и других данных потенциального рудного поля, определение вероятного геолого-промышленного типа оруденения и возможных его масштабов. В ходе этих работ устанавливается комплекс рудоконтролирующих факторов, определяющих перспективность выделенных площадей, их локализацию в пределах золоторудного района с геолого-экономической оценкой прогнозных ресурсов по категории Р2.

В число обязательных методов на этой стадии входит геохимическая съемка, в которую предлагается включить *элементы изотопной геохимии*.

Целью изотопно-геохимических исследований на этой стадии является выявление и оконтуривание гидротермально-осадочных палеосистем как одного из факторов, определяющих перспективность фрагментов территории как потенциальных рудных полей. Предлагаемый изотопно-геохимический метод, по сути дела, является *разновидностью хемостратиграфии*, поэтому использование изотопных данных при литолого-фациальных исследованиях существенно повысит их эффективность.

Проведение более детальных поисковых работ м-ба 1:25000-1:5000 предусматривается на площадях известных и потенциальных рудных полей, выявленных в результате предшествующих работ. Основной задачей работ является выявление в пределах рудного поля потенциальных месторождений (перспективных участков). В результате работ устанавливается наличие рудных тел, их вещественный состав и ориентировочные параметры, необходимые для подсчета (уточнения) прогнозных ресурсов категории Р2. В число обязательных методов на этой стадии входят геохимические и шлиховые минералого-геохимические поиски, которые целесообразно дополнить более детальными изотопно-геохимическими и термобарогеохимическими исследованиями.

Целью изотопно-геохимических поисков на этой стадии служит выявление и прослеживание зон привноса серы (зоны «сернистого» метасоматоза или зоны «сульфидизации»), которые в частности формируются над скрытыми золоторудными телами. С методической точки зрения важно, что генетическая природа изотопно-геохимических аномалий может быть различной: зоны рудоподводящих каналов в гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических системах принципиально не различаются в изотопно-геохимических полях и в одинаковой степени рудоносны. Главным термобарогеохимическим методом при поисковых работах является газогеохимическая съемка, обеспечивающая выделение продуктивных участков зон рудовмещающих дислокаций по ореолам включений рудообразующих углекислотно-метановых флюидов.

При проведении дальнейших оценочных работ изотопно-геохимические методы являются избыточными.

Изотопные критерии масштаба оруденения.

Б.А.Блюман [Блюман, 2011, 2012] предложил использовать изотопно-геохимические данные для оценки вероятных масштабов рудного объекта. В качестве главного перспективного показателя рассматривается изотопная гомогенность свинца и серы в рудах. Кроме того, определенное значение может иметь повышенное количество мантийного гелия. Проведенные нами исследования показали, что в приложении к золоторудным месторождениям в углеродисто-терригенных комплексах указанные критерии, к большому сожалению, не работают.

Свинец. Во первых, нами показано, что свинец не является «спутником» золота. Более того, он является его «антагонистом» при транспортировке рудного вещества и пути их миграции расходятся. Во вторых, многие золотоносные углеродисто-терригенные комплексы характеризуются повышенным содержанием урана. Именно поэтому на многих крупных

месторождениях (Мурунтау, Сухой Лог, Олимпиадинское) свинец отличается аномально широкими вариациями изотопных отношений.

Гелий. В настоящее время определен изотопный состав гелия для большинства золоторудных гигантов. Можно с полной уверенностью сказать, что повышенное содержание мантийной компоненты в этом газе для крупных рудных объектов не характерно.

Сера. Как мы отметили в начале работы, для всех крупных месторождений характерна высокая изотопная гомогенность серы. Это так, но *обратное утверждение абсолютно неверно*. Гомогенность серы в первую очередь – простое следствие его флюидного транспорта и перемешивания в магме и на путях миграции (особенно в газовой фазе). Хороший пример представляет собой Мировой океан ($\delta^{34}\text{S}=\text{const}=+20\pm 0.2\%$, [Виноградов, 1980]). Для формирования золоторудных месторождений одного транспортирующего агента недостаточно, нужен также сам металл.

Приведем несколько примеров, которые заставили автора признать бесперспективность исследований в данном направлении. В 2013-2014 гг нами вместе с Ч.Х.Ариффуловым изучался изотопный состав серы ряда золото-редкометалльных проявлений, связанных с гранитоидными штоками в ЦКР. Было выполнено 80 анализов. Общий разброс $\delta^{34}\text{S}$ составил 3.5‰ (от -8.3 до -11.8‰) при еще более гомогенном составе серы для каждого из четырех проявлений. Их разбуривание показало очень низкую продуктивность минерализации (вероятная причина заключается в том, что штоки локализованы в юрских породах).

Одновременно нами вместе с Л.А.Остапенко проводились исследования изотопно-геохимической зональности в Лебединском районе Алданского щита (100 определений). Установлена, что сера во всем рудном районе, независимо от продуктивности сульфидной минерализации, может быть охарактеризована «мантийным» значением $\delta^{34}\text{S}=0\pm 2\%$. Как видно, прямое проникновение мантийных флюидов по глубоким расколам фундамента не сопровождается изменением изотопного состава серы. Очевидно также, что «золотоносная» мантия по $\delta^{34}\text{S}$ не отличается от «непродуктивной». Изотопный метод в подобных поисковых обстановках становится совершенно лишним. К аналогичному заключению мы пришли с М.М.Константиновым и В.В.Аристовым В.И.Устиновым после исследования месторождений Западного Верхоянья [Аристов и др., 2008].

Для углеродисто-терригенных комплексов характерен именно большой разброс, и именно это обстоятельство делает метод более работоспособным. Рассмотренный Б.А.Блюманом пример «гомогенизации» серы при формировании месторождения Сухой Лог мы обсудили выше. Изотопно-геохимическая зональность углеродисто-терригенных толщ *при метаморфизме* сохраняется. Гомогенизация происходит в корово-мантийных очагах, причем из-за больших вариаций $\delta^{34}\text{S}$ в ассимилируемых породах каждый очаг приобретает достаточно

уникальный изотопный состав серы, что можно использовать в целях идентификации связанной с тем или иным очагом минерализации и методом аналогии делать выводы о ее перспективности. Далее, для многих крупных рудных объектов (например, Мурунтау, Олимпиада, Нежданинское, Наталка) характерна «гетерогенизация» серы вследствие неодновременности поступления серы и золота из разных очагов (или в процессе эволюции одного долгоживущего очага). Поэтому нельзя довести изотопный метод до уровня технологии, изотопные данные должны использоваться в комплексе с традиционными геологическими и минералого-геохимическими исследованиями.

Выявление крупных эксгалационно-осадочных систем на основе изотопно-геохимического картирования углеродисто-терригенных толщ – один из наиболее перспективных путей для осуществления прогноза в них крупного золоторудного объекта. При этом следует учитывать вероятность того, что поля развития изотопно-гомогенных сульфидов могут быть связаны и со скрытым оруденением мурунтауского типа. В этом случае следует ожидать дискордантности рисунка изотопной зональности по отношению к складчатым структурам, линейную форму, близость $\delta^{34}\text{S}$ к нулю. При этом именно размеры гомогенной области могут указывать на масштабы оруденения.

Интересно также отметить, что в пределах сухоложского рудного узла только на крупнейшем месторождении Сухой Лог значения $\delta^{34}\text{S}$ достигают +21‰, т.е. изотопного состава морского сульфата. По мнению автора, это не случайно. На этом объекте эксгалационно-осадочная система прошла полный цикл от зарождения золотоносных эксгалаций ($\delta^{34}\text{S}$ около +5‰) через постепенный рост доли морского сульфата и повышения $\delta^{34}\text{S}$ до затухания эндогенной активности. Время существования эксгалационной системы оценивается интервалом в миллионы и десятки миллионов лет., его вполне достаточно для накопления уникальных залежей золотоносных сульфидных руд. На других месторождениях развитие системы было прервано в связи с перестройкой морского бассейна: на Высочайшем об этом свидетельствует перекрывающая руды пачка песчаников среднехомулхинской подсвиты, на Вернинском – отмечаемая всеми исследователями [Казакевич, Шер, Жаднова и др., 1971; Иванов А.И., и др.] (и фиксирующаяся в инверсии $\delta^{34}\text{S}$) смена режима осадконакопления и источника обломочного материала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа и обобщения изотопно-геохимических и термобарогеохимических данных, полученных по ряду эталонных золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах, автор пришел к следующим выводам

В процессе формирования месторождений привнос золота в рудные тела осуществлялся эндогенными флюидами с обязательным участием серы, что нашло свое отражение в узкой дисперсии $\delta^{34}\text{S}$ золотоносных сульфидов. Выявленная закономерность согласуется с представлениями об общности геохимической истории серы и золота в рудообразующих системах и ведущей роли гидросульфидных комплексов в гидротермальном транспорте благородного металла. Поэтому при разработке геолого-генетических моделей месторождений именно изменчивость $\delta^{34}\text{S}$ т.е. *изотопно геохимическая зональность* может служить наиболее информативным и объективным индикатором процессов привноса-выноса рудного вещества.

Среди месторождений в углеродисто-терригенных комплексах выделяются два главных геолого-генетических типа, различающихся по времени поступления основной массы золота вместе с серой в область рудоотложения.

Формирование месторождений *сухоложского типа* описывается эксгалационно-осадочной моделью с накоплением основной массы золото-сульфидных руд на конседиментационном этапе и последующей частичной регенерацией при метаморфизме. По своему строению и параметрам изотопно-геохимической зональности такие месторождения сопоставимы с колчеданными. Они представлены залежами слоистых, линзовидно-пластовых и послойно-вкрапленных преимущественно пиритовых руд, отложение которых происходило в конседиментационных впадинах. Наиболее мощные и золотоносные тела формируются в области рудоподводящих каналов. Для месторождений характерна монометалльность руд, практическое отсутствие геохимических (за исключением As) и метасоматических ореолов. Эффективным методом их прогноза и поисков является выявление и картирование эксгалационно-осадочных палеосистем как потенциальных рудных полей по изотопному составу серы.

Кроме месторождений сухоложского рудного узла объекты данного типа присутствуют в Центрально-Колымском регионе (Хатыннах-Олботское рудное поле), на Енисейском кряже (бедные руды Олимпиадинского месторождения, Южное рудопроявление и др.), в Кызылкумах (Амантайтау). Из зарубежных аналогов следует отметить Хоумстейк.

Месторождения *мурунтауского типа* сформировались на коллизионном этапе в результате длительного привноса золота и серы из глубинных мантийно-коровых очагов. В зависимости от соотношения мантийного и корового вещества, а также особенностей состава последнего, каждый рудогенерирующий очаг приобретает характерный только для него изотопный состав серы, который можно использовать в качестве изотопной «метки» при идентификации источников рудной минерализации.

Этой модели соответствуют как золото кварцевые месторождения (Мурунтау, Советское, Наталкинское), так и золото-сульфидные (Кумтор, Даугызтау, Кокпатас, золото-сурьмяные руды Олимпиадинское месторождения). Вещественный вклад углеродисто-терригенных пород как источника золота при их формировании был незначителен. В то же время изотопные данные не противоречат предположению о вовлечении в рудно-магматические системы вещества конседиментационных эксгальационно-осадочных руд.

Формирование золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах происходило в условиях глубинного гидродинамического режима при давлении свыше 0.5 кбар. Эффективный перенос серы и золота осуществлялся в гетерогенной среде независимо от водно-солевого раствора при участии подвижной углекислотно-метановой фазы, поступающей из рудогенерирующего очага. Основной причиной рудоотложения служил распад комплексных соединений золота вследствие связывания серы в сульфидных минералах.

Рудоносный углекислотно-метановый флюид при фильтрации накапливается в кварце в виде газовых включений. Подобные своеобразные газогеохимические аномалии формировались на всех крупных месторождениях мурунтауского типа и могут служить эффективным критерием их прогноза и поисков.

Минералообразующие и рудообразующие процессы на конседиментационном и коллизионном этапах наиболее интенсивно проявились вблизи единых центров повышенной эндогенной активности. В качестве последних вероятнее всего выступают неоднократно активизированные разломы фундамента и узлы их пересечения. Выявленная закономерность объясняет всю сложность и неоднозначность трактовки взаимоотношений разновозрастной минерализации при ее различном вкладе в золотоносность руд. Она позволяет рассматривать конседиментационные и коллизионные процессы как проявления двух подсистем единой длительно развивающейся рудообразующей системы, эволюция которой может привести к возникновению крупного месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзенштат В.И. К вопросу о составе и классификации малых интрузий кызылкумского региона / Айзенштат В.И., Рахматуллаев Х.Р. // Зап. Узб. отд. ВМО. 1984. № 37. С.129-135.
2. Али А.А. Геохимические особенности формирования Ново-Широкинского золото-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) /Али А.А., Прокофьев В.Ю., Кряжев С.Г. // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. № 2. 2014. С.15-21.
3. Аристов В.В. Генетические особенности месторождений золота и серебра Западного Верхоянья по термобарометрическим и изотопным данным / Аристов В.В., Константинов М.М., Кряжев С.Г., Устинов В.И. // Геохимия. - М.: Наука. 2008. №3. С. 347-352.
4. Аристов В.В. Особенности рудообразования на золото-кварцевом месторождении Дrajное (Восточная Якутия, Россия) / Аристов В.В., Прокофьев В.Ю., Имамендинов Б.Н., Кряжев С.Г., Алексеев В.Ю., Сидоров А.А. // Доклады АН. 2015. Том 464. № 1. с. 65–70
5. Арифлулов Ч.Х. К вопросу об условиях образования крупнообъемных черносланцевых золоторудных месторождений // Руды и металлы. М.: ЦНИГРИ, 2014. № 2. С.5-19.
6. Арифлулов Ч.Х. «Черносланцевые» месторождения золота различных геологических обстановок // Руды и металлы. М.: ЦНИГРИ, 2005. №2. С.9-19.
7. Арифлулов Ч.Х. Золотоносность черносланцевых толщ и обстановки формирования рудных тел // Руды и металлы. М.: ЦНИГРИ, 2010. № 1. С.10-21.
8. Арифлулов Ч.Х. Регенерированные золоторудные месторождения «кызылкумского» типа / Арифлулов Ч.Х., Романов В.И., Вишневская Н.А. // Руды и металлы. М.: ЦНИГРИ, 1994. № 3-5. С. 46-56.
9. Барнс Х.Л. Растворимость рудных минералов // В кн. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.:Мир, 1982. С.328-369.
10. Бартон П. Устойчивость сульфидных минералов / Бартон П., Скиннер Б. // в кн. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.:Мир, 1982. С.238-327.
11. Бархударов В.А. Золотоносность домезозойских литологических формаций Центральных Кызылкумов / Бархударов В.А., Шашорин Ю.Н. // Зап. Узб. отд. ВМО. 1985. Вып.38. С.105-107.
12. Барышев А.Н. Тектоника и металлогения: системный геодинамический и формационный анализ. - М.: Новый хронограф, 2013. - 112 с.
13. Бендик А.Т. К вопросу о генезисе рудных образований Мурунтау / Бендик А.Т., Шер С.Д., Касавченко Г.В. // В кн. Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент: Фан. 1969. С.189-192.

14. Бендик А.Т. Особенности локализации и распределения золотого оруденения, морфологические типы рудных тел Мурунтау / Бендик А.Т., Зарембо Ю.Г., Касавченко Г.В. // В кн. Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент: Фан. 1969. С.164-173.
15. Бернштейн П.С. Золоторудное месторождение Советское (Енисейский край) / Бернштейн П.С., Петровская Н.В. // Тр. Нигризолото. -М.: Изд-во НИГРИзолото, 1954. - 144 с.
16. Бетехтин А.Г. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях / Бетехтин А.Г., Вольфсон Ф.И., Заварицкий А.Н., Коржинский Д.С., Левицкий О.Д., Николаев В.А. -М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 622 с.
17. Блюман Б.А. Источники рудного вещества и изотопный критерий оценки масштабов оруденения // Региональная геология и металлогения. 2011. №47. С.70-81.
18. Блюман Б.А. Еще раз об изотопном критерии оценки масштабов оруденения // Региональная геология и металлогения. 2012. №52. С.95-101.
19. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии //Геология и геофизика. 1977. №.8. С.16-27
20. Бородаевская М.Б. Колчеданные месторождения мира / Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Кривцов А.И. // Под ред. акад. Смирнова В.И. – М.: Недра, 1979. - 284 с.
21. Бородаевский Н.И. О закономерном размещении, генезисе и типах золоторудных рудопроявлений Калбы // Труды ЦНИГРИ. 1962. Вып. 41. С.87-99.
22. Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. М.: Наука. 2006. Т.48. № 1. С.3-28.
23. Бортников Н.С. Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданинского месторождения золота (Саха-Якутия, Россия) / Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.А., Наумов В.Б., Носик Л.П., Миронова О.Ф. // Геология рудных месторождений. М.: Наука. 1998. Т.40. №2. С.137-156.
24. Бортников Н.С. Невидимое золото в сульфидах субмаринных колчеданных построек / Бортников Н.С., Кабри Л., Викентьев И.В., Тагиров Б.Р., Мак Мэйхон Г., Богданов Ю.А., Ставрова О.О. // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 3. С. 228-240
25. Бортников Н.С. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) / Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. // Геология рудных месторождений. М.: Наука. 2007. Т.49. № 2. С.99-145.

26. Буадзе В.И. Изотопы серы и вопросы генезиса сульфидных залежей месторождения Кизил-Дере (Дагестанская АССР) / Буадзе В.И., Кавиладзе М.Ш., Мелашвили Т.А. // Геология рудных месторождений. М.: Наука. 1973. Т.15. № 3. С.52-65.
27. Будяк А.Е. Геодинамические предпосылки формирования масштабного оруденения южного обрамления Сибирского кратона в протерозое / Будяк А.Е., Горячев Н.А., Скузоватов С.Ю. // Доклады академии наук. 2016. Т.470. № 5. С. 562-565.
28. Буряк В.А. Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ / Буряк В.А., Михайлов Б.К., Цымбалюк Н.В. // Руды и металлы. М.: ЦНИГРИ. 2002. № 6. С.25-36.
29. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. - М.: Недра, 1982. - 256 с.
30. Буряк В.А. О генезисе магнезиально-железистых карбонатов Ленского золотоносного района / Буряк В.А., Львова Н.А. // Эндогенное оруденение Прибайкалья. М.: Наука. 1969. С.46-62.
31. Буряк В.А. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования) / Буряк В.А., Хмелевская Н.М. - Владивосток: Дальнаука, 1997. - 156 с.
32. Бухарин А.К. О возрасте тасказганской и бесапанской свит (нижний палеозой) в Кызылкумах и их аналогов в Нуратау // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т.59. Вып.3. С.57-68.
33. Василевский Б.Б. Новые данные о вещественном составе золотых руд месторождения Мурунтау / Василевский Б.Б., Конеев Р.И., Рустамов А.И., Туресебеков А.Х., Игнатилов Е.Н., Мирталипов Д.Я., Рахимов Р.Р. // Руды и металлы. М.: ЦНИГРИ. 2004. № 2. С.67-79.
34. Викентьев И.В. Формы нахождения и условия концентрирования благородных металлов в колчеданных рудах Урала / Викентьев И.В., Молошаг В.П., Юдовская М.А. // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 2. С. 91-125.
35. Вилор Н.В. Флюидные системы зональных метаморфических комплексов и проблема их золотоносности / Отв. ред. акад. Ф.А.Летников – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. - 143 с.
36. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. - М.:Наука, 1980. - 288 с.
37. Вихтер Б.Я. Золото-мышьяково-сульфидные месторождения терригенных комплексов складчато-орогенных областей. - М., 2009. - 108 с.
38. Вихтер Б.Я. Интрузивный магматизм западной части Южного Тянь-Шаня в связи с проблемой генезиса золотого оруденения // Тр. ЦНИГРИ. М.:ЦНИГРИ. 1978. Вып.136. С.66-76.

39. Волков А.В. Новые данные о невидимом золоте вкрапленных сульфидных руд месторождения Наталкинское / Волков А.В., Генкин А.Д., Гончаров В.И. // Доклады Академии наук. М.: Наука. 2006. Т.409. № 5. С.643-647.
40. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. – М.: Наука, 1984. - 272 с.
41. Ворошин С.В. Изотопный состав органического и карбонатного вещества метатурбидитов юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы / Ворошин С.В., Тюкова Е.Э., Мельник В.Г., Чиненов В.А. // Доклады Академии Наук. 2003. Т.393. № 2. С.229-234.
42. Вуд Б.Л. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) / Вуд Б.Л., Попов Н.П. // Геология и геофизика. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. 2006. Т.47. № 3. С.315-341.
43. Гаврилов А.М. Минералого-геохимические особенности руд месторождения Сухой Лог / Гаврилов А.М., Кряжев С.Г. // Разведка и охрана недр. 2008. № 8. С.3-16.
44. Гаврилов А.М. О генезисе одного из золоторудных месторождений прожилково-вкрапленных руд по данным изотопного состава серы сульфидов / Гаврилов А.М., Гриненко Л.Н. // Труды ЦНИГРИ. М.: ЦНИГРИ. Вып.150. 1980. С.62-68.
45. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. - М.: Недра, 1968. - 226 с.
46. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. - М.: Недра, 1973. - 384 с.
47. Галямов А.Л. Золотоносные осадочные комплексы складчатого обрамления Сибирской платформы // Руды и металлы. М.: ЦНИГРИ. 2010. № 1. С.28-37.
48. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. – М.: ГЕОС, 2001. - 222 с.
49. Гамянин Г.Н. Нежданнинское золоторудное месторождение - уникальное месторождение Северо-Востока России / Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. - М.: ГЕОС, 2000. - 228 с.
50. Гамянин Г.Н. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии / Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. - 196 с.
51. Ганжа Г.Б. Органическое вещество в осадочных породах Вернинского золоторудного месторождения, Патомское нагорье / Ганжа Г.Б., Развозжаева Э.А. // Руды и металлы. М.: ЦНИГРИ. 2014. №3. С.65-73.
52. Гарьковец В.Г. О выделении кызылкумского типа сингенетично-эпигенетичных месторождений // Докл. АН СССР. 1973. Т.208. № 1. С.163-165.
53. Гельман М.Л. Геолого-петрологические аспекты связи золотого оруденения и магматизма в гранитоидных провинциях: Северо-Восток Азии в сравнении с Кордильерами Северной Америки, Западной Австралией // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан. 2000. Т.2. С.5-79.

54. Генкин А.Д. Золотоносный арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга (Енисейский край, Сибирь) / Генкин А.Д., Вагнер Ф.Е., Крылова Т.Л., Цепин А.И. // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 1. С.59-76.
55. Генкин А.Д. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский край, Сибирь) / Генкин А.Д., Лопатин В.А., Савельев Р.А. и др. // Геология рудных месторождений. 1994. Т.36. № 2. С.111-136.
56. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Под ред. Г.Н.Бровкова, В.С.Кузубного, Л.В.Ли. - Красноярск: Тр.СНИИГГиМС. ПГО "Красноярскгеология", 1985. - 289 с.
57. Говоров И.Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений. - М.: Наука, 1977. С.152-169.
58. Голубев В.С. Динамика эндогенного рудообразования / Голубев В.С., Шарапов В.Н. – М.: Недра, 1974. - 280 с.
59. Гончаров В.И. Наталкинское золоторудное месторождение / Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. - 250 с.
60. Горжевский Д.И. Углеродсодержащие терригенные толщи и их золотоносность / Горжевский Д.И., Зверева Е.А., Ганжа Г.Б. // Геология, методы поисков и разведки месторождений металлов полезных ископаемых: Обзор ВНИИ экономики минерального сырья и геологоразведочных работ. М.: ВИЭМС. 1987. - 43 с.
61. Горячев Н.А. Благороднометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие / Геология и геофизика. 2014. т. 55. № 2. С. 323-332.
62. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
63. Горячев Н.А. Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса. - Владивосток: ДВО РАН, 1992. - 136 с.
64. Горячев Н.А. Золоторудообразующие системы орогенных поясов // Вест. СВНЦ ДВО РАН. 2006. №1. С.2-16.
65. Горячев Н.А. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) / Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. // Геология рудных месторождений. 2008. Т.50. № 5. С.414-444.
66. Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. - 143 с.

67. Григоров С.А. Наталкинское золоторудное месторождение – строение и основные поисковые признаки / Григоров С.А., Ворожбенко В.Д., Кушнарев П.И. // Отечественная геология. М.: ЦНИГРИ. 2007. №3. С.43-50.
68. Гриненко В.А. Геохимия изотопов серы / Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. - М.: Недра, 1974. - 272 с.
69. Гричук Д.В. Геохимия изотопов серы в океанском сульфидном рудообразовании / Гричук Д.В., Заири Н.М. // В сб.: Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. Гос.ком.Рос.Федерации по геол. и использ. недр, Всесоюз. науч.-исслед. ит-т геол. и минер. ресурсов Мирового океана. СПб: Недра. 1992. С.97-106.
70. Даценко В.М. Конкреционный комплекс сухопитской серии Енисейского кряжа: корреляционная и рудолокализирующая роль / Даценко В.М., Лопатин А.П., Прохоров В.Г. // В сб.: Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. – Новосибирск: Наука, 1983. С.67-75.
71. Дистанов Э.Г. Генезис Удере́йского золото-сурьмяного месторождения в Енисейском кряже / Дистанов Э.Г., Стеблева А.Т., Оболенский А.А., Кочеткова К.В., Борисенко А.С. // Геология и геофизика. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение. 1975. № 8. С.19-27.
72. Дистанов Э.Г. Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья / Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С., Кочеткова К.В., Пономарев В.Г., Бусленко А.И., Гаськов И.В. – Новосибирск: Наука, 1982. - 208 с.
73. Дистлер В.В. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) / Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С.467–484.
74. Добрецов Н.Л. Модели магматогенно-гидротермального и метаморфогенно-гидротермального рудонакопления и критерии их отличия / Добрецов Н.Л., Кривцов А.И. // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений: Сб. науч. ст. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1985. С.5-14.
75. Донцова Е.И. Основные черты поведения изотопов кислорода в магматическом цикле // Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. М., 1979. С. 94-112.
76. Доу Б. Обзор исследований по применению изотопов свинца для решения проблем происхождения руд и оценки возможности поисков рудных месторождений / Доу Б., Стейси Дж. // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. Сборник статей. – М.: Мир, 1977. С.11-57.
77. Доу Б.Р. Плюмботектоника фанерозоя / Доу Б.Р., Зартман Р.Е. // В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Под ред.Х.Л. Барнса. - М.: Мир, 1982. С.28-70.

78. Дубинина Е.О. Неоднородность изотопного состава серы пирита на месторождении Сухой Лог и определяющие ее факторы / Дубинина Е.О., Иконникова Т.А., Чугаев А.В. // Доклады Академии наук. 2010. Т.435. № 6. С.786-790.
79. Ермаков Н.П. Термобарогеохимия / Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. - М.: Недра, 1979. - 271 с.
80. Ермолаев Н.П. Баланс масс золота и сопутствующих компонентов при формировании сульфидно-вкрапленных руд месторождения Кумтор (Восточная Киргизия) / Ермолаев Н.П., Никифоров А.В., Хорошилов В.Л. // Руды и металлы. М.: ЦНИГРИ. 1994. №1. С.37-44.
81. Жариков В.А. Метасоматизм и метасоматические породы / Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А., Зарайский Г.П., Омеляненко Б.И., Перцев Н.Н., Расс И.Т., Андреева О.В., Абрамов С.С., Подлесский К.В. // Под ред. В.А.Жарикова, В.Л.Русинова. - М.: Научный мир, 1998. - 492 с.
82. Жмодик С.М. Распределение золота в черных сланцах Витимо-Патомского района (по данным радиографии) / Жмодик С.М., Куликов А.А., Шестель С.Т. // Геология и геофизика. 1993. № 2. С.67-76.
83. Заири Н.М. Геолого-генетические и изотопно-геохимические модели месторождений колчеданосных формаций // В сб.: Генетические модели эндогенных рудных формаций Т. II: 11 Всесоюзное совещание. Тезисы докл. Новосибирск: Изд. ИГи ГСОАН СССР. 1985. С.28-29.
84. Заири Н.М. Изотопно-геохимическая модель рудогенеза на рудном поле Мурунтау / Заири Н.М., Курбанов Н.К. // Советская геология. 1991. № 8. С. 64-69.
85. Заири Н.М. Изотопно-геохимические модели золоторудных месторождений / Заири Н.М., Глухов А.П., Васюта Ю.В. // Советская геология. 1987. № 6. С.101-108.
86. Заири Н.М. Изотопно-геохимические модели формирования месторождений золото-углеродистой формации. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора г.-м. наук. – М., 1992. - 46 с.
87. Заири Н.М. Изотопно-геохимические характеристики зон золоторудной минерализации вкрапленного типа в карбонатных породах / Заири Н.М., Глухов А.П., Палкин И.И., Звягина Е.А. // ДАН СССР. 1986. Т.290. №4. С.956-960.
88. Заири Н.М. Изотопный состав серы из зоны золотоносной сульфидной вкрапленности / Заири Н.М., Шер С.Д., Стрижов В.П., Батрак В.Н., Панкратьева Л.Д. // Советская геология. 1977. № 1. С. 90–98.
89. Заири Н.М. Источники серы и некоторые вопросы генезиса Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения / Заири Н.М., Кузнецова Т.П., Ручкин Г.В., Стрижов В.П. // Литология и полезные ископаемые. М.: Наука. 1976. № 2. С.139-146.

90. Золоторудные месторождения СССР / Под ред. В.А.Нарсеева. - М.: Мингео СССР, 1986. Т. 3. 323 с.
91. Иванкин П.Ф. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах / Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. – М.: Недра, 1988. - 254 с.
92. Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). - М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014. - 215 с.
93. Иванов А.И. Докембрий Патомского нагорья / Иванов А.И., Лившиц В.И., Перевалов О.В., Страхова Т.М., Яблоновский Б.В., Грайзер М.И., Ильинская Х.Г., Головенко В.К. - М.: Недра, 1995. - 352 с.
94. Иконникова Т.А. Изотопный состав кислорода жильного кварца и вмещающих пород на месторождении Сухой Лог (Россия) / Иконникова Т.А., Дубинина Е.О., Сароян М.Р., Чугаев А.В. // Геология рудных месторождений. 2009. Т.51. № 6. С.560-567.
95. Казакевич Ю.П. Ленский золотоносный район / Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жаднова Т.П., Стороженко А.А., Кондратенко А.К., Николаева Л.А., Аминев В.Б. // Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотоносности. Т. 1. М: Недра. 1971. - 164 с.
96. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. - Киев: Наук.думка, 1982. - 237 с.
97. Канаш А.Д. Каталог геохронологических данных по Тамдытау-Северо-Нуратинскому региону (К-Аг метод) / Канаш А.Д., Головин Е.М., Юрьева Л.А. // САИГИМС. 1980. Вып. 1.
98. Каплан И. Изотопы серы в геотермальных рассолах и осадках Красного моря / Каплан И., Суини Р., Ниссенбаум А. // В кн. Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Дегенса Э. и Росса Д. – М.: Мир, 1974. С.229-257.
99. Карпенко И.А. Морфология, условия залегания и внутреннее строение рудных тел на месторождении Сухой Лог / Карпенко И.А., Черемисин А.А., Куликов Д.А. // Руды и металлы. М.: ЦНИГРИ. 2008. № 2. С.11–25.
100. Карпенко И.А. Современная геолого-экономическая оценка месторождения Сухой Лог / Карпенко И.А., Мигачев И.Ф., Михайлов Б.К., Петраш Н.Г. // Руды и металлы. М.: ЦНИГРИ. 2006. № 2. С.22–27.
101. Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981.
102. Ковалев К.Р. Изотопные исследования в решении проблем рудогенеза Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) / Ковалев К.Р., Перцева А.П., Бусленко А.И. // В кн.: Изотопные исследования процессов рудообразования. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1991. С.4-29.
103. Кольцов А.Б. Изотопно-термодинамическая модель образования скарноидов Мурунтау / Кольцов А.Б., Костицын Ю.А. // Геохимия. М.: Наука. 1995. № 4. С.512-523.

104. Кольцов А.Б. Особенности флюидного режима гидротермальных систем в углеродсодержащих толщах // Геохимия. М.: Наука. 1990. № 3.
105. Коновалов И.В. Условия образования золоторудной метаморфогенно-гидротермальной минерализации (Восточная Сибирь). - Новосибирск: Наука, 1985. - 96 с.
106. Константинов М.М. Золото в осадочных формациях. – М.: МЭЙЛЕР, 2009. - 210 с.
107. Константинов М.М. Особенности рудообразующей системы Зодского золото-теллуридного месторождения (Армения) по изотопно-геохимическим данным / Константинов М.М., Кряжев С.Г., Устинов В.И. // Геохимия. М.: Наука. 2010. №9. С.1002-1005.
108. Константинов М.М. Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем / Константинов М.М., Косовец Т.Н., Кряжев С.Г., Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Устинов В.И. // Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. Монография. Под редакцией А.И.Кривцова. - М.: ЦНИГРИ, 2002. - 192 с.
109. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие в минералообразующих системах. - М.: Наука, 1994. - 223 с.
110. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. - М: Наука, 1969. - 110 с.
111. Коробейников А.Ф. Восстановленные интрузивно-гидротермально-метасоматические золоторудные системы. / Коробейников А.Ф., Гусев А.И., Красова А.С. // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1: Науки о Земле. С. 16-22.
112. Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. - 176 с.
113. Костицын Ю.А. Rb-Sr изотопные исследования месторождения Мурунтау. Магматизм, метаморфизм и рудообразование // Геохимия. М.: Наука. 1996. № 12. С.1123-1138.
114. Костицын Ю.А. Изотопные Rb-Sr-исследования месторождения Мурунтау. Рудоносные метасоматиты // Геохимия. М.: Наука. 1994. № 4. С.486-497.
115. Костицын Ю.А. Рубидий-стронциевые изотопные исследования месторождения Мурунтау. Датирование рудных жил изохронным методом // Геохимия. М.: Наука. 1993. № 9. С.1308-1319.
116. Кременецкий А.А. Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых / Кременецкий А.А., Лapidус А.В., Скрябин В.Ю. - М.: Наука, 1990. - 220 с.
117. Кривцов А.И. Месторождения колчеданного семейства / Кривцов А.И., Минина О.В., Волчков А.Г., Абрамова Е.Е., Гричук Д.В., Ельянова Е.А. // Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. Под ред. Кривцова А.И. – М.: ЦНИГРИ, 2002. - 282 с.
118. Кривцов А.И. Минерально-сырьевая база начала XXI века – мир и Россия. Избранные труды 2000-2007 гг. / Под ред. Мигачева И.Ф. – М.: ЦНИГРИ, 2008. - 240 с.

119. Кривцов А.И. Система моделей месторождений благородных и цветных металлов / Кривцов А.И., Константинов М.М., Кузнецов В.В. // Отечественная геология. М.: ЦНИГРИ. 1995. № 3. С.11-30.
120. Кряжев С.Г. Вероятные причины эволюции состава рудообразующих флюидов на Березовском золоторудном месторождении (Средний Урал) / Кряжев С.Г., Гриненко В.А., Устинов В.И. // Геохимия. 2011. №1. С.101- 107.
121. Кряжев С.Г. Газогеохимические ореолы золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Руды и металлы. 2016. № 4. С.94-97.
122. Кряжев С.Г. Геохимические особенности включений в кварце золоторудных месторождений по данным анализа водных вытяжек методом ICP MS / Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS. - М.: ИГЕМ РАН. 2008. Т.1. С.30-33.
123. Кряжев С.Г. Изотопно-геохимическая модель золото-сульфидного месторождения Кумтор (Срединный Тянь-Шань). // XXI симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П.Виноградова. Тезисы докладов. - М.: ГЕОХИ РАН. 2016. С.253-254.
124. Кряжев С.Г. Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Отечественная геология. 2017. №1. С.28-38.
125. Кряжев С.Г. Изотопно-геохимические критерии прогнозирования большеобъемного золотого оруденения в углеродисто-терригенных толщах / Кряжев С.Г., Васюков В.Е., Шумилин Д.А. // Сб. тезисов докл. научно-практической конф.: Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов, алмазов – состояние и перспективы. - М.: ЦНИГРИ. 2016. С.37-38.
126. Кряжев С.Г. Изотопно-геохимический режим формирования золото-кварцевого месторождения Советское / Кряжев С.Г., Глухов А.П., Русинова О.В., Кузнецова С.В. // В сб.: Прикладная геохимия. Вып.4. Аналитические исследования. – М. ИМГРЭ, 2003. - С.154-164.
127. Кряжев С.Г. Изотопно-геохимический режим формирования золоторудного месторождения Мурунтау. - М: ЦНИГРИ, 2002. - 90 с.
128. Кряжев С.Г. Изотопно-геохимический режим формирования Олимпиадинского золото-сульфидного месторождения // Роль минералогии в познании процессов рудообразования. Материалы годичной сессии МО РМО. - М.: ИГЕМ РАН. 2007. С.220-225.
129. Кряжев С.Г. Изотопный состав благородных газов флюидных включений в жильном кварце Ленского золотоносного района / Кряжев С.Г., Прасолов Э.М., Розинов М.И., Сергеев С.А. // XIX симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. – М.: ГЕОХИ РАН. 2010. С.197-200.

130. Кряжев С.Г. Изотопный состав благородных газов флюидных включений в кварце месторождений золота терригенных комплексов / Кряжев С.Г., Прасолов Э.М., Розинов М.И., Сергеев С.А. // XX симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. - М.: ГЕОХИ РАН. 2013. С.200-203.

131. Кряжев С.Г. Изотопный состав и источники серы золото-сульфидных месторождений Енисейского кряжа /Кряжев С.Г., Гриненко В.А. // XVIII Симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П.Виноградова. Тезисы докладов. -М.: ГЕОХИ РАН. 2007. С. 141-142

132. Кряжев С.Г. Изотопный состав серы золоторудных месторождений основных типов / Кряжев С.Г., Гриненко В.А. // XIX симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. – М.: ГЕОХИ РАН. 2010. С.191-193.

133. Кряжев С.Г. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов гидротермальных рудных месторождений / Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2006. №4. С.30-36.

134. Кряжев С.Г. Источники рудного свинца месторождений золота в карбонатно-терригенных толщах / Кряжев С.Г., Крымский Р.Ш. // Материалы XIX симпозиума по геохимии изотопов. Тезисы докладов. – М.: ГЕОХИ РАН. 2010. С.194-197.

135. Кряжев С.Г. Источники свинца золоторудных гигантов Средней Азии // XX симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. - М.: ГЕОХИ РАН. 2013. С.197-200.

136. Кряжев С.Г. Комплекс минералого-геохимических методов прогноза и поисков золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах / Кряжев С.Г., Хачатрян Г.К., Двуреченская С.С., Васюта Ю.В., Виленкина Ю.В. // Руды и металлы. 2011. № 3-4. С.101-102.

137. Кряжев С.Г. Литолого-структурные и минералого-геохимические признаки оруденения сухоложского типа в пермских отложениях Центральной Колымы / Кряжев С.Г., Арифлулов Ч.Х., Двуреченская С.С., Цымбалюк Н.В. // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: матер. 1-й науч.-практ. конф. Отв. ред. С. П. Зайцев. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2014.Т. 1. - С.81-83.

138. Кряжев С.Г. Минералого-геохимические методы поисков стратоидных золоторудных месторождений // Руды и металлы. 2010. №1. С.74-81.

139. Кряжев С.Г. Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным / Кряжев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А. // Геохимия. 2009. №10. С.1-9.

140. Кряжев С.Г. Особенности флюидных включений в кварце золоторудных месторождений черносланцевой формации / Кряжев С.Г., Васюта Ю.В. // Материалы XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии. - М.: ИГЕМ РАН. 2012. С.43-44.

141. Кряжев С.Г. Парагенезисы золота с сульфидами в черных сланцах Сухоложского рудного района / Кряжев С.Г., Ганжа Г.Б., Двуреченская С.С. // Материалы Всероссийской конф.: Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. – М.: ИГЕМ РАН. 2010. Т.1. С.298-300.
142. Кряжев С.Г. Современные проблемы теории и практики термобарогеохимии // Руды и металлы. 2010. №2. С.38-45.
143. Кряжев С.Г. Флюидный режим формирования золото-кварцевых месторождений Амесмесса и Тирек в Алжирской Сахаре / Кряжев С.Г., Белов С.В., Игнатов П.А., Васюта Ю.В., Аули Э. // Руды и металлы. 2017. №1. С.91-96.
144. Кряжев С.Г. Методические аспекты газохроматографического анализа углекислотно-метановых включений / Кряжев С.Г., Васюта Ю.В.// Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2014. С. 120-121.
145. Кудрин В.С. Золото-медно-молибден-вольфрамовый пояс Тянь-Шаня / Кудрин В.С., Соловьев С.Г., Ставинский В.А., Кабардин Л.Л. // Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С.13-26.
146. Кузнецов В.В. Горевское цинково-свинцовое месторождение / Кузнецов В.В., Пономарев В.Г., Акимцев В.А., Бабкин Е.С., Конкин В.Д., Кузнецова Т.П., Сараев С.В. – М.: Наука. 1990. № 5. С.3-18.
147. Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. - М.: Наука, 1986. - 125 с.
148. Курбанов Н.К. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах / Курбанов Н.К., Арифуров Ч.Х., Кучеревский П.Г., Романов В.И., Кукшев В.И., Вишневская Н.А., Зверева Е.А. // Руды и металлы. М.: ЦНИГРИ. 1994. №2. С.55-69.
149. Курбанов Н.К. Особенности условий локализации золотого оруденения в терригенных комплексах Среднего Тянь-Шаня / Курбанов Н.К., Дзялошинский В.Г. // Прогноз, поиски и разведка месторождений золота высокоэффективных и новых типов. Тр. ЦНИГРИ. – М.: ЦНИГРИ. 1986. Вып.212. С.3-15.
150. Кутателадзе С.С. Гидродинамика газожидкостных систем /Кутателадзе С.С, Стырикович М.А. –М: «Энергия». 1976. 296 с.
151. Кучеренко И. В. Петролого-геохимические черты окolorудного метасоматизма в Вернинском золоторудном месторождении (Ленский район) / Кучеренко И.В., Гаврилов Р. Ю., Мартыненко В. Г., Верховин А. В. // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1: Науки о Земле. С. 22-33.

152. Кучеренко И. В. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район) / Кучеренко И.В., Гаврилов Р. Ю., Мартыненко В. Г., Верховин А. В. // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1: Науки о Земле. С. 33-40.
153. Лаверов Н. П. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог (Россия) / Лаверов Н. П., Прокофьев В. Ю., Дистлер В. В., Спиридонов А. М., Юдовская М. А., Гребенщикова В. И., Матель Н. Л. // Доклады АН. 2000. Т. 371. №1. С.88-92.
154. Лаверов Н.П. Модель рудномагматической системы золото-платинового месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия)» / Лаверов Н.П., Лишневицкий Э.Н., Дистлер В.В., Чернов А.А. // Доклады Академии Наук. 2000. т. 375. № 5. С. 652-656.
155. Летников Ф.А. Золото в гидротермальном процессе / Летников Ф.А., Вилор Н.В. - М.: Недра, 1981. - 224 с.
156. Малинин С.Д. Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой. - М.: Наука, 1979. - 158 с.
157. Мансуров Р.Х. Минералого-геохимические особенности рудопроявления Южное, Енисейский кряж / Мансуров Р.Х., Кряжев С.Г., Зеликсон Б.С. // Руды и металлы. 2017. №1. С.55-66.
158. Маракушев А.А. Петрологическая модель формирования золоторудного месторождения Мурунтау / Маракушев А.А., Хохлов В.А. // Геология рудных месторождений. 1992. № 1. С.39-57.
159. Маслеников В.В. Литогенез и колчеданообразование. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2006, 384 с.
160. Методика поисков золоторудных месторождений / Под ред. Воларовича Г.П., Иванова В.Н. - М.: ЦНИГРИ, 1990. - 244 с.
161. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Золото» / Отв. редакторы Б.И.Беневольский, С.С.Вартанян. - М.: ЦНИГРИ, 2002. - 182 с.
162. Мигачев И.Ф. Золоторудное месторождение Сухой Лог - переоценка и оценка прогноза рудного поля и района / Мигачев И.Ф., Карпенко И.А., Иванов А.И. // Отечественная геология. 2008. №2. С.55-67.
163. Михайлов Б.К., Прусс Ю.В., Волков С.В., Стружков С.Ф. Крупнообъемные золоторудные месторождения Центральной Колымы – объекты XXI века. /Золотодобывающая промышленность России. Проблемы и перспективы. – Москва, 2001, с.23-28.

164. Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Аристов В.В. Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции. // Москва, Руды и металлы, 2007, №5, с.4-17.
165. Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Наталенко М.В. Цымбалюк Н.В. Многофакторная модель крупнообъемного золоторудного месторождения Дегдекан (Магаданская область). // Москва, Отечественная геология, 2010, №2, с.20-31.
166. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. – М.: Наука, 1977, 304 с.
167. Моисеенко В.Г., Малахов В.В. Физико-химические условия эндогенного рудообразования. М.:Наука. 1979. 200 с.
168. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения востока России. – Владивосток: Дальнаука, 1996, 352 с.
169. Мухин П.А. Палеозойская геодинамика Кызылкумов / Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. - Ташкент: Фан, 1991. - 148 с.
170. Мухин П.А. Положение «Мурунтауской линзы» в структуре метаморфических толщ Южного Тамдытау / Мухин П.А., Савчук Ю.С., Колесников А.В. // Геотектоника. 1988. № 2. С.64-72.
171. Нарсеев В.А. Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах / Нарсеев В.А., Сидоров А.А., Фогельман Н.А., В.М.Яновский, В.А.Буряк. - М.: ЦНИГРИ, 1986. - 192 с.
172. Нарсеев В.А. Промышленная геология золота. - М.: Научный мир, 1996. - 243 с.
173. Нарсеев В.А. Бакырчик (геология, геохимия, оруденение) /Нарсеев В.А., Гостев Ю.В., Захаров А.В. / Отв.ред. Нарсеев В.А. – М.: ЦНИГРИ, 2001, 174 с.
174. Наумов В.Б. Возможности определения давления и плотности минералообразующих сред по включениям в минералах // в кн. Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С.85-94.
175. Наумов В.Б. Основные физико-химические параметры природных минералообразующих флюидов / Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APFIS. -М: ИГЕМ РАН. 2008. Т.2. С. 88-89.
176. Наумов Г.Б. Параметры гидротермальных флюидов и их изменения в процессах рудообразования. / Наумов Г.Б., Миронова О.Ф. // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APFIS. -М: ИГЕМ РАН. 2008. Т.2. С. 90-93.

177. Неволько П.А. Этапы формирования золотого и сурьмяного оруденения Енисейского кряжа и их корреляция с периодами проявления магматизма / Неволько П.А., Борисенко А.С. // Металлогения древних и современных океанов. 2009. Т.15. С.37-42.

178. Неймарк Л.А. Геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение золоторудных месторождений Байкальской складчатой области. В кн. Изотопное датирование эндогенных рудных формаций / Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., и др. // – М. Наука. 1993. С.124-146.

179. Ненахов В.В. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов / В. М. Иваников, Л. В. Кузнецов, Ю. Н. Стрик. -М.: Роскомнедра: Центр "Геокарт", 1992. 100 с.

180. Никоноров В.В. Новый тип золотого оруденения в Кыргызстане // Геология рудных месторождений. М.: Наука. 1993. Т.35. №5. С.450-454.

181. Новожилов Ю.И. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах / Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. - М.: ЦНИГРИ, 1999. - 175 с.

182. Ножкин А.Д. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа / Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. // Геология и геофизика. 2011. т. 52. № 1. С. 158—181.

183. Омото Х. Изотопы серы и углерода / Омото Х., Рай Р. // В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1982. - С.403-450.

184. Остапенко Л.А. Пириты терригенных черносланцевых пород Дегдеканского золоторудного поля, Центрально-колымский район / Остапенко Л.А., Рыжов О.Б., Кряжев. С.Г., Быстрова А.К. // Руды и металлы. 2005. №3. С.45-57.

185. Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа // Тр. Ин-та геологии и геофизики. - Новосибирск: Наука, 1974. Вып. 69. - 140 с.

186. Петров О.В. Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования / Петров О.В., Михайлов Б.К., Шевченко С.С., Розинов М.И., Колесников Д.И., Лохов К.И., Прасолов Э.М., Прилепский Э.Б., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Капитонов И.Н., Быкова Э.В., Сергеев С.А. // Региональная геология и металлогения. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ. 2006. № 27. С.60-76.

187. Петровская Н.В. Источники рудного вещества эндогенных месторождений золота. /Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г.//- в кн. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. -М.:Наука. 1976. С. 307-320.

188. Петровская Н.В. Самородное золото. - М.: Наука, 1973. - 348 с.

189. Покалов В.Т. Рудномагматические системы гидротермальных месторождений. - М.: Недра, 1992. - 288 с.
190. Покровский Б.Г. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования / Покровский Б.Г., Малежик В.А., Буякайте М.И. // Литология и полезные ископаемые. 2006. №5. С.505-530.
191. Покровский Б.Г. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 2. Природа карбонатов с ультранизкими и ультравысокими значениями $d^{13}C$ / Покровский Б.Г., Малежик В.А., Буякайте М.И. // Литология и полезные ископаемые. 2006. №6. С.642-654.
192. Поликарпочкин В.В. Проблема источников рудного вещества в Ленском золотоносном районе / Поликарпочкин В.В., Гапон А.Е., Шергин Б.В. // В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Под ред. Шмакина Б.В. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1977. - С.153-162.
193. Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов: (по данным исследования флюидных включений). - Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 2000. - 192 с.
194. Проценко В.Ф. Метаморфизм и рудогенез в черносланцевых толщах Средней Азии. – Ташкент: ГП ИМР, 2008. - 116 с.
195. Пушкарев Ю. Д. Актуальные проблемы изотопной металлогении // Региональная геология и металлогения. 2001. № 13-14. С.44-53.
196. Пушкарев Ю.Д. Изотопная металлогения // Планета Земля. Энциклопед. справочник. Том Минералогия. - СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. - С.260-273.
197. Развозжаева Э.А. Благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) / Развозжаева Э.А., Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М. // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 2. С.116-124.
198. Рай Д. Золоторудные месторождения Хомстейк, Южная Дакота: II. Изотопный состав свинца, возраст минерализации и источник свинца в рудах северной части района Блэк-Хилс / Рай Д., Доу Б., Делево М. // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. Сборник статей. – М.: Мир, 1977. - С.149-169.
199. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. (в двух томах). - М: Мир, 1987. - 1160 с.
200. Ройзенман Ф.М. Теория богатого флюидного рудообразования под воздействием «углекислотной волны». - М., изд-во МЮИ, 2008.

201. Русинов В.Л. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе / Русинов В.Л., Русина О.В., Кряжев С.Г., Щегольков Ю.В., Алышева Э.И., Борисовский С. Е. // Геология рудных месторождений. 2008. Т.50. № 1. С.1-44.
202. Русина О.В. Метасоматический процесс в рудном поле Мурунтау (Западный Узбекистан) / Русина О.В., Русинов В.Л. // Геология рудных месторождений. - М.: Наука. 2003. Т.45. № 1. С.75-96.
203. Русина О.В. Околорудные изменения пород и физико-химические условия формирования золото-кварцевого месторождения Советское (Енисейский кряж, Россия) / Русина О.В., Русинов В.Л., Абрамов С.С., Кузнецова С.В., Васюта Ю.В. // Геология рудных месторождений. 1999. Т.41. №4. С.308-328.
204. Ручкин Г.В. Свинцово-цинковые месторождения востока России / Г.В.Ручкин, В.Д.Конкин // Руды и металлы. 2010. № 1. С.82-91.
205. Рыжов О.Б. Изотопно-геохимические особенности золоторудного месторождения Дубач / Рыжов О.Б., Стружков С.Ф., Кряжев С.Г., В.И.Устинов // XVIII Симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. - М.: ГЕОХИ РАН. 2007. С. 233-234.
206. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. - М.: Наука, 1975. - 230 с.
207. Савичев А.А. Золото-сульфидное оруденение Северо-Енисейского района (Сибирь) и условия его формирования / Савичев А.А., Гавриленко В.В. // Зап.ВМО. 2003. Ч.СXXXII. №2. С.15-29.
208. Савичев А.А. Изотопно-геохимическая характеристика золото-сульфидного месторождения Олимпиада и его сателлитов (Енисейский кряж) / Савичев А.А., Шевченко С.С., Розин М.И. // Региональная геология и металлогения. 2006. № 28. С.122 -143.
209. Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность – геолого-генетические типы – продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. - М.: Наука. 1997. Т.39. № 1. С.25-40.
210. Свердлова В.Г. Определение объемов фазового перехода газ-жидкость в системе $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$ в связи с задачами термобарогеохимии / Свердлова В.Г., Шведенков Г.Ю., Томиленко А.А. и др. // Геохимия. 1999. №5. С.494-505.
211. Сидоров А.А. Рудные формации фанерозойских провинций. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. - 85 с.
212. Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. - М.: Недра, 1972. - 216 с.
213. Сокерина Н.В. Флюидный режим формирования золоторудного месторождения Голец Высочайший (Ленский золотоносный район) / Сокерина Н.В., Онищенко С.А., Исаенко С.И. //

Вестник института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2016. №7. С.3-9.

214. Соловьев С.Г. Металлогения шошонитового магматизма. (в 2-х томах). - М.: Научный мир, 2014. - 1000 с.

215. Старостин В.И. Аспекты генетической формационной типизации металлоносных высокоуглеродистых осадочных комплексов / Старостин В.И., Япаскурт О.В. // Вестн. Моск. Ун-та. Сер.4. Геология. 2007. №3. С.12-23.

216. Степанов В.А. Зональность золото-кварцевого оруденения Центральной Колымы (Магаданская область, Россия). - Владивосток: Дальнаука, 2001. - 70 с.

217. Стружков С.Ф. Многофакторная модель золоторудного месторождения Наталка / Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Голубев С.Ю., Данильченко В.А., Обушков А.В., Зайцева М.А., Кряжев С.Г. // Руды и металлы. 2006. №3. С.34-43.

218. Стружков С.Ф. Отличия золото-кварцевых и золото-полисульфидно-кварцевых месторождений Центральной Колымы по термобарогеохимическим данным / Стружков С.Ф., Кряжев С.Г., Наталенко М.В., Голубев С.Ю. // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APFIS. - М.: ИГЕМ РАН. 2008. Т.2. С.124-127.

219. Такеноучи С. Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях / Такеноучи С., Кеннеди Дж. // В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. - М.: Мир, 1968. - С.137-149.

220. Тейлор Х. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1982. - 622 с.

221. Тимофеева З.В. Сидеритообразование в фанерозое и позднем докембрии. - В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. - М.: Наука, 1977. С.112-117.

222. Томиленко А.А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский кряж (по данным изучения флюидных включений) / Томиленко А.А., Гибшер Н.А. // Геохимия. 2001. №2. С.167-177.

223. Тюкова Е.Э. Изотопный состав серы пирита терригенных толщ Верхне-Колымского золотоносного региона / Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. // В сб.: Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: Т.2. Металлогения. Материалы XI сессии Северо-восточного отделения ВМО. - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2001. С.216-219.

224. Файф У. Флюиды в земной коре: пер. с англ. / Файф У., Прайс Н., Томпсон А. // Под ред. Рыженко Б.Н., Звягинцева Л.И. - М.: Мир, 1981. - 436 с.

225. Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. - Новосибирск: Наука, 1985. - 217 с.

226. Черницын В.Б. Изотопный состав серы / Черницын В.Б., Андреев Ю.П. // В кн.: Колчеданные месторождения Большого Кавказа. - М.: Недра, 1973. - С.240-243.
227. Чернышев И.В. Изотопный состав свинца по данным высокоточного MC-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) / Чернышев И.В., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г., Сароян М.Р., Юдовская М.А., Еремина А.В. // Геология рудных месторождений. 2009. Т.51. № 6. С. 550-559.
228. Чернышев И.В. Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданнинского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (MC-ICP-MS) и стронция / Чернышев И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гамянин Г.Н., Бахарев А.Г. // Геология рудных месторождений. 2011. Т.53. №5. С.395-418.
229. Чугаев А.В. Rb-Sr изотопная система гидротермального кварца, возраст и источники вещества золоторудных месторождений Сухого Лога (Россия) и Колар (Индия). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - М.: ИГЕМ РАН, 2007, 27 с.
230. Шашорин Ю.Н. Геохимия золота в условиях образования эндогенных ореолов и природных концентраций: Автореф. дисс. на соиск.кандидата геол.-минер. наук. Ташкент, 1991, 16 с.
231. Шаякубов Т.Ш. Мурунтауская сверхглубокая скважина / Шаякубов Т.Ш., Цой Р.В., Голованов И.М., Донской В.М., Яковлев В.Г. // Советская геология. 1991. № 10. С.10-22.
232. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология: Учебн. для вузов. - М.: Недра, 1996. - 423 с.
233. Шер С.Д. К вопросу об источниках золота в его месторождениях // Тр. ЦНИГРИ. - М.: ЦНИГРИ, 1978. - Вып.136. С.3-17.
234. Шер С.Д. Полиметаморфические преобразования рудовмещающих пород на золоторудном месторождении Мурунтау / Шер С.Д., Юдин И.М. // Тр. ЦНИГРИ. - М.: ЦНИГРИ, 1971. - Вып.96. Ч.2. С.30-48.
235. Шер С.Д. Структурные особенности рудного поля Мурунтау, вопросы его генезиса и условия локализации штокверкового оруденения // Тр. ЦНИГРИ. М.: ЦНИГРИ, 1972. - Вып.101. С.143-155.
236. Шкодзинский В.С. Происхождение рудоносных гидротерм в кислых магмах // Руды и металлы. - М.: ЦНИГРИ. 2010. № 4. С.7-13.
237. Юдин И.М. Тонкорассеянная сульфидная минерализация вмещающих осадочно-метаморфических толщ месторождения Мурунтау и некоторые вопросы его генезиса // Геология рудных месторождений. 1971. № 2. С.43-51.
238. Юдович Я.Э. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах / Юдович Я.Э., Кетрис М.П. - Екатеринбург: УрО РАН, 2010. - 412 с.

239. Юдовская М.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U – Th – Pb – изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов / Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. // Геология рудных месторождений. - М.: Наука. 2011. Т.53. №1. С.32-64.
240. Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. - М.: Недра, 1990. - 246 с.
241. Atkinson A.B. A model for the PTX properties of H₂O-NaCl. Mc.Thesis, Virginia Tech. Institute and State Univ. 2002. 126 p.
242. Bakker R. J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusions data and for modeling bulk fluid properties // Chemical Geology. 2003. V. 194. P. 3-23.
243. Becker S.P. Synthetic fluid inclusions. XVII.1 PVTX properties of high-salinity H₂O-NaCl solutions (>30 wt.% NaCl): applications to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits / Becker S.P., Fall A., and Bodnar R.J. // Economic Geology. 2008. V.103. PP. 539-554.
244. Berger B.R. An epoch of gold riches: The Late Paleozoic in Uzbekistan, Central Asia / Berger B.R., Drew L.J., Goldfarb R.J., Snee L.W. // SEG Newsletter January. 1994. №16. P.6-10.
245. Bodnar R.J. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions / Bodnar R.J., Vityk M.O. // In De Vivo B, Frezzotti M.L. (eds) Fluid inclusions in minerals, methods and applications. Blacksburg, Virginia Tech, 1995. Pp. 117-130.
246. Bodnar R.J. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions./Bodnar RJ, Vityk MO// In De Vivo B, Frezzotti ML (eds) Fluid inclusions in minerals, methods and applications. Blacksburg, Virginia Tech, 1995. Pp 117-130.
247. Bortnikov N. S. The Mayskoye disseminated gold deposit, Chukotka, Russia: mineral paragenesis, fluid inclusion, and oxygen and sulfur isotope studies / Bortnikov N. S., Prokof'ev V. Yu., Vikentieva O. V., Bryzgalov I. A., Krivitskaya N. N. // Mineral exploration and Sustainable Development. Eliopoulos et al. (eds). Millpress, Rotterdam, 2003. P.743-746.
248. Bowers T.S. The deposition of gold and other metals: Pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. 55. P.2417-2434.
249. Brown P.E. P-V-T-properties of fluids in the system H₂O±CO₂±NaCl: new graphical presentations and implications for fluid inclusion studies / Brown P.E., Lamb W.M. // Geochim. Cosm. Acta 53. 1989. Pp. 1209-1222.
250. Cameron E. M. Genesis of Proterozoic iron formation: Sulphur isotope evidence // Geochim. et Cosmochim Acta. 1983. V.47. № 6. P.1069-1074.

251. Carothers, W.W., Adami, L.H., Rosenbauer, R.J. Experimental oxygen isotope fractionation between siderite-water and phosphoric acid liberated CO₂-siderite. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1988. № 52. P. 2445-2450.
252. Chang Z. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source / Chang Z., Large R., Maslennikov V. // *Geology*, December 2008. V.36; № 12; Pp. 971–974.
253. Clayton R.N. Oxygen isotope exchange between quartz and water / Clayton, R.N., O'Neil, J.R. and Mayeda, T.K. // *J. Geophys. Res.* 77. 1972. pp. 3057-3067.
254. Darling R.S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: implications for PT-isochors location // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1991. V.55. P.3869-3871.
255. Distler V. V. Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia / Distler V. V., Yudovskaya M. A., Mitrofanov G. L., Prokof'ev V. Yu., Lishnevskii E. N. // *Ore Geology Reviews*. 2004. V.24/1-2. P.7-44.
256. Drummond, S.E. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems / Drummond, S.E., and Ohmoto, H., // *Economic Geology*. 1985. v. 80. P. 126-147.
257. Emsbo P. Gold in Sedex Deposits // *SEG Reviews*. 2000. V.13. P.427-437.
258. Farquhar J. Connections between Sulfur Cycle Evolution, Sulfur Isotopes, Sediments, and Base Metal Sulfide Deposits / Farquhar J., Wu N., Canfield D.E., Oduro H. // *Economic Geology*. 2010. V.105. P.509-533.
259. Faure G. Isotopes: principles and applications. -3rd ed./Gunter Faure and Teresa M. Mensing // John Wiley&Sons, Inc., Hoboken, New Jersey. 2005. -897 p.
260. Gadd M.G. The world-class Howard's Pass SEDEX Zn-Pb district, Selwyn Basin, Yukon. Part II: the roles of thermochemical and bacterial sulfate reduction in metal fixation / Michael G. Gadd & Daniel Layton-Matthews & Jan M. Peter & Suzanne Paradis & Ian R. Jonasson // *Miner Deposita*. 2017. V.52. Pp. 405–419.
261. Goldfarb R.J. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes, in Hedenquist, J.W., et al., eds. / Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin R. // *Economic Geology*. 100th Anniversary Volume: Littleton. Colorado. Society of Economic Geologists. 2005. P.407-450.
262. Graupner T. Multiple sources for mineralizing fluids in the Charmitan gold (tungsten) mineralization (Uzbekistan) / Graupner T., Niedermann S., Rhede D., Kempe U., Seltmann R., Terry C.W., Klemd R. // *Miner. Deposits*. 2010. V.45. № 7. P.667-682.

263. Groves D.I. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relation ship to other gold deposit types / Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F.// *Ore Geol. Rev.* 1998. 13. pp. 7–27.

264. Heinrich C.A. Thermodynamic pre-dictions of the hydrothermal chemistry of arsenic, and their significance for the paragenetic sequence of some cassiterite-arsenopyrite-base metal sulfide deposits / Heinrich C.A., Eadington P.J. // *Economic Geology*. 1986. V.81. № 3. P.511-528.

265. Ishihara S. Paired sulfur isotopic belts: Late Cretaceous-Paleogene ore deposits of Southwest Japan / Ishihara S., Sasaki A. // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 2002. V.53(5/6). P.461-477.

266. Ishihara S. Sulfur isotopic ratios of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith - a reconnaissance study / Ishihara S., Sasaki A. // *Geology*. 1989. V.17. P.788-791.

267. Ivanov S.M. Ore texture and stable isotope constraints on ore deposition mechanisms at the Kuntor lode gold deposit./Ivanov, S.M., Ansdell, K.M., and Melrose, D.L.,// In: Bucci, L.A. and Mair, J.L. (eds), *Gold in 2000. Poster session extended abstracts*, p. 47-52.

268. Janecky D.R. Computational modeling of chemical and sulfur isotopic reaction processes in seafloor hydrothermal systems: chimneys, massive sulfi des, and subjacent alteration zones / Janecky D.R, Shanks W.C.III. // *Canadian Mineralogist*. 1988. V.26. P.805-825.

269. Jia Y. Stable Isotope (O, H, S, C, and N) Systematics of Quartz Vein Systems in the Turbidite-Hosted Central and North Deborah Gold Deposits of the Bendigo Gold Field, Central Victoria, Australia: Constraints on the Origin of Ore-Forming Fluids / Jia Y., Li X., Kerrich R. // *Economic Geology*. 2001. V.96. P.705-721.

270. Kettler R.M. Gold deposition by sulfidation of ferrous Fe in the lacustrine sediments of the Pueblo Viejo district (Dominican Republic): The effect of Fe-C-S diagenesis on later hydrothermal mineralization in a maar-diatreme complex / Kettler R.M., Rye R.O., Kesler S.E., Meyers P.A., Polanco J., Russell N. // *Chemical Geology*. № 99. 1992. pp. 29-50.

271. Kryazhev S.G. Physico-Chemical Properties of the ore-forming fluids on the Bakyrchik gold deposit (Eastern Kazakhstan) / Kryazhev S.G., Vasyuta Yu.V. // *ACROFI III and TBG XIV Abstracts Volume: Abstracts of III Biennial Conference of Asian Current Research on Fluid Inclusions (ACROFI III) and XIV International Conference on Thermobarogeochemistry (TBG XIV)*, Novosibirsk, 15-20 September, 2010 (Ed., V.V. Sharygin) / Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy. - Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2010. - P.108-109.

272. Large R. Multistage Sedimentary and Metamorphic Origin of Pyrite and Gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia / Large R., Maslennikov V., Robert F., Danyushevsky L, Chang Z. // *Economic Geology*. 2007. V.102. P.1233-1267.

273. Mao J. Postcollisional Age of the Kumtor Gold Deposit and Timing of Hercynian Events in the Tien Shan, Kyrgyzstan / Mao J., Konopelko D., Seltmann R., Lehmann B., Chen W., Wang Y., Eklund O., Usabaliev T. // *Economic Geology*. 2004. V.99, № 8. P.1771-1780.

274. Meffre S. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia / Meffre S., Large R., Scott R. // *Geoch. et Cosm. Acta*. 2008. V.72. P.2377-2391.

275. Melekestseva I.Y. Gold- and Silver-Rich Massive Sulfides from the Semenov-2 Hydrothermal Field, 13°31.13'N, Mid-Atlantic Ridge: A Case of Magmatic Contribution? / Melekestseva I.Y., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A., Nimis P., Beltenev V.E., Rozhdestvenskaya I.I., Maslennikova S.P., Belogub E.V., Danyushevsky L., Large R., Yuminov A.M., Sadykov S.A. // *Economic Geology*/ 2017. v. 112, pp. 741–773

276. Oberthuer T. Gold mineralisation in the Ashanti belt of Ghana: genetic constraints of the stable isotope geochemistry / Oberthuer T., Mumm A.S., Votter U., Simon K., Amanor J.A. // *Economic Geology*. 1996. № 2. P.289-301.

277. Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits // *Econ. Geol.* 1972. 67. № 5. P.551-575.

278. Pokrovski G.S. Gold speciation and transport in geological fluids: insights from experiments and physical-chemical modelling / Pokrovski G.S., Akinfiyev N.N., Borisova A.Y., Zotov A.V., Kouzmanov K. // *Geological Society*. - London, Special Publications, 2014. - V.402. P.9-70.

279. Prokofiev V. Y. Fluid inclusion evidence for barbotage and its role in gold deposition at the darasun goldfield (eastern transbaykalia, russia) / Prokofiev V. Y., Selector S. L. // *Central European Journal of Geosciences*. 2014. Vol. 6, no. 2. P. 131–138.

280. Ridley J.R. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models / Ridley J.R., Diamond L.W. // *Reviews in Economic Geology*. 2000. V.13. pp.141-162.

281. Rye D.M. Homestake Gold Mine, South Dakota: I. Stable Isotope Studies / Rye D.M., Rye R.O. // *Economic Geology*. 1974. V.69. № 3. P.293-317.

282. Saupe.F. Sulfur isotope geochemistry of sulfides from the Olimpiada Au-(Sb-W) district? Siberia? Russia - Part II / Saupe.F., Grinenko V.A., Ivanova G.F., Afanas'eva Z.B. // *Mineral Deposits*, Papunen (ed.) 1997. Balkema, Rotterdam. P. 305-308

283. Seal R.R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // *Rev. Mineral. Geochem.* 2006. 61. P.633-677.

284. Seward T.M. The complexes of gold and transport of gold in hydrothermal ore solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V.37. № 3. P.379-400.

285. Soloviev S.G. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Chorukh-Dairon W–Mo–Cu skarn deposit in the Middle Tien Shan, Northern Tajikistan

/ Soloviev S.G., Kryazhev S.G. //Ore Geology Reviews. 2017. 80. P.79–102.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.021>.

286. Soloviev S.G. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Skrytoe reduced-type W skarn and stockwork deposit, Sikhote-Alin, Russia / Soloviev S.G., Kryazhev S.G.// Miner Deposita. 2017. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-016-0705-5>.

287. Soloviev S.G. Geology, Mineralization, and Fluid Inclusion Study of the Kuru-Tegerek Au-Cu-Mo Skarn Deposit in the Middle Tien Shan, Kyrgyzstan / Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S. // Mineralium Deposita. 2017. DOI:10.1007/s00126-017-0729-5

288. Soloviev S.G. Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural, Russia / Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S. // Miner Deposita. 2013. V.48. Iss.5. P.603-627.

289. Soloviev S.G. Geology, Mineralization, Stable Isotope, and Fluid Inclusion Characteristics of the Vostok-2 Reduced W-Cu Skarn and Au-W-Bi-As Stockwork Deposit, Sikhote-Alin, Russia / Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S. // Ore Geology Reviews. 2017. ISSN 0169-1368. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.029>.

290. Stacey J.S. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model / Stacey J.S., Kramers J.D. // Earth and Planetary Science Letters. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company. 1975. 26. P.207-221.

291. Thiery R. vX properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modeling for T < 31 °C and P < 400 bars / Thiery R., Kerkhof A.M, Dubessy J. // Europ. J. Mineral. 1994. №6. P. 753-771.

292. Thomas H.V. Pynte and Pyrrhotite Textures and Composition in Sediments, Laminated Quartz Veins, and Reefs at Bendigo Gold Mine, Australia: Insights for Ore Genesis / Thomas H.V., Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V., Berry R. F., Fraser R., Froud S., Moye R. // Economic Geology. 2011. V.106. P.1-31.

293. Wilde A.R. The giant Muruntau gold deposit: geologic, geochronologic, and fluid inclusion constraints on ore genesis / Wilde A.R., Layer P., Mernagh T., Foster J. // Econ. Geol. 2001. 96. P.633-644.

294. Yakubchuk, A.S. Gold and base metal metallogeny of the Central Asian orogenic supercollage./Yakubchuk, A.S., Shatov, V.V., Kirwin, D., Edwards, D., Tomurtogoo, O., Badarch, G., Buryak, V.A.// Econ. Geol. 2005. 100. pp. 1035-1068.

295. Yudovskaya M. A. Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits / M. A. Yudovskaya, V. V. Distler, V. Y. Prokofiev, N. N. Akinfiyev // Geoscience Frontiers. 2016. Vol. 7, no. 3. P. 453–481.