

Министерство образования и науки Российской Федерации  
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования  
«Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет  
имени В.М. Шукшина»  
Лаборатория петрологии и металлогении золота

*А.И. Гусев*

# **МАГМО-РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЮСТЫДСКОГО ПРОГИБА АЛТАЯ**

*Монография*



Бийск  
АГГПУ им. В.М. Шукшина  
2020

ББК 26.36

Г 96

*Печатается по решению  
кафедры естественно-научных дисциплин, безопасности жизнедеятельности и  
туризма  
Алтайского государственного гуманитарно-педагогического университета им. В.М.  
Шукшина*

Научный редактор:

Доктор геолого-минералогических наук профессор Томского политехнического университета Ю.С. Ананьев (г. Томск).

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор Воронежского государственного университета - *В.Л. Бочаров* (г. Воронеж);

кандидат географических наук ОАО Горно-Алтайская экспедиция.

(Малоенисейское), Русанов Г.Г. .

**Г 96 Гусев, А.И.**

**Магмо-рудно-метасоматические системы Юстыдского прогиба Алтая** [Текст]:  
монография / Алтайский гос. гум-пед. Университет им. В.М. Шукшина – Бийск :  
ФГБОУ ВО АГГПУ, 2020. – 257 с. – 300 экз. - ISBN 978-5-85127-682-8

Монография посвящена описанию различных по составу магмо-рудно-метасоматических систем (МРМС) Юстыдского прогиба Алтая, в которых освещены магматизм, метасоматиты и руды: кобальта, никеля, спекулярита, золота, серебра, меди, олова, вольфрама, редких земель. Обращено внимание на петрологические проблемы рудогенерирующего магматизма и его геохимической и металлогенической специализации. Впервые для района описаны перспективные эпитермальные золото-серебряные проявления, с которыми ассоциируют медно-золото-порфировое и золото-ртутное оруденение. Особое место занимают актуализированные термодинамические и физико-химические параметры рудных образований. Для широкого круга читателей: школьников, учеников, студентов очного и заочного отделений естественно-географических факультетов педвузов отделений «География», «Сервис и туризм», а также геологических ВУЗов отделений «Геология, поиски и разведка полезных ископаемых».

Табл. 34, рисунков 68.

ISBN 978-5-85127-945-86

© ФГБОУ ВО «АГГПУ», 2020.

© Гусев А.И., 2020 .

**A.I. Gusev**

**MAGMO-ORE-METASOMATIC SYSTEMS OF  
USTYDSKII TRENCH OF ALTAY**

**BIYSK, 2020**

## Оглавление

Введение.....	5
Глава 1. Геологическая изученность. Анализ и обобщение материалов предшествующих работ.....	11
Глава 2. Геологическое строение Юстыдской площади.....	24
Глава 3. Тектоническая позиция и строение Юстыдского прогиба.....	32
Глава 4. Магмо-рудно-метасоматические системы Юстыдского прогиба и его обрамления .....	40
4.1. Каракульская система .....	40
4.2. Уландрыкская медно-редкоземельно-спекуляритовая система.....	76
4.3. Магмо-рудно-метасоматическая система месторождения Рудный Лог.....	97
4.4. Южно-Коксаирская медно-золото-серебряная система.....	109
4.5. Тыдтугемская эпиптермальная золото-серебряная система .....	145
4.6. Хаак-Саирская эпиптермальная система.....	159
4.7. Юстыдская грейзеновая редкометалльно-вольфрамовая МРМС.....	166
4.8. Озёрно-Асхатинская МРМС.....	180
4.9. Кызыл-Чинская эпиптермальная свинцово-цинковая МРМС.....	197
4.10. Тошанская МРМС.....	212
4.11. Некоторые особенности металлогении Юстыдского прогиба.....	224
4.12. Роль мантийных процессов в формировании эндогенного оруденения....	234
Заключение.....	239
Список литературы.....	241

## ВВЕДЕНИЕ

Юстыдский прогиб характеризуется относительной доступностью и относится к наиболее важным в металлогеническом отношении горно-рудным районам в западной части Алтае-Саянской складчатой области. Он охватывает Юстыдский редкометалльно-сереброрудный и Уландрыкский железо-медно-редкометалльный узлы, Кокоринское ртутно-рудное поле, Коксаир-Отсаларский ртутно-серебряный рудный узел и другие металлогенические таксоны.

В административном плане территория занимает крайнюю юго-восточную часть Республики Алтай (Кош-Агачский район) и юго-западный участок Республики Тыва (Байтайгинский кожуун). Государственная граница с Монголией пересекает площадь почти по диагонали с северо-востока на юго-запад. В пределах Юстыдской площади расположены восточная окраина Чуйской степи, хребты Сайлюгем, Чихачева и горный массив Талду-Аир. Основные реки - Юстыд, Бар-Бургазы, Кызыл-Шин, Богуты, Аспайты (бассейн р. Моген-Бурень), Уландрык, Чаган-Бургазы, Бол. Шибеты. Рельеф от степного и слабохолмистого до сильно расчлененного альпийского (абсолютные высоты от 1800 до 3815 м). Населенные пункты - поселки Кокоря и Ташанта. Экономически район практически не освоен.

Юстыдская площадь в целом являлась не оцененной на золотое оруденение. Специализированных работ, включающих полный комплекс исследований, ранее не проводилось. Вместе с тем, ряд золоторудных проявлений, рассредоточенных по всей площади, а также частая обогащенность золотом многих комплексных проявлений и месторождений района, позволяли рассматривать данную территорию в качестве потенциально перспективной на выявление промышленно-значимых объектов в особенности эпитермальных золото-серебряных.

Серебряное оруденение является профилирующим в Юстыдском рудном узле, размещенном на отрогах хребта Чихачева по обе стороны государственной границы РФ. Существенным дополнением к прогнозным ресурсам серебра предполагался Уландрыкский рудный узел, где имеются перспективы прироста ресурсов за счет как переоценки известного Чаган-Бургазинского месторождения, так и выявления новых объектов.

В последние годы со стороны различных отраслей промышленности резко возрос спрос на спекуларит, как наиболее эффективное и высокосортное лакокрасочное сырье. Спекуларит (железная слюдка) – тонкопластинчатый гематит – применяется для

производства стойких антикоррозионных покрытий стальных конструкций нефтеналивных резервуаров, мостов, порталных кранов, судов, опор высоковольтных ЛЭП и композиционных материалов на основе пластмассы, полипропилена и полихлорвинила. Эффективность защитных свойств красок на основе спекулярита обусловлена плотной упаковкой пластинок спекулярита в пленке краски, образующих перекрывающиеся параллельные слои. Такая упаковка препятствует проникновению влаги и корродирующих ионов – хлоридов, сульфатов и снижает разрушение под влиянием ультрафиолетового излучения и в условиях агрессивной среды.

Спекулярит добывается в Австрии, где на его основе изготавливается пигмент – МЮХ, используемый в защитных покрытиях стальных конструкций и особенно устойчивый в наружных условиях. В России, как и в бывшем СССР, разведанных месторождений спекулярита нет, а из-за рубежа он не ввозился из-за высокой стоимости пигмента: 1200-1500 \$ США за 1 тонну.

Проявления спекуляритовых руд (наиболее крупные из них – Рудный Лог, Уландрыкское, Шибетинское) расположены в пределах Уландрыкского рудного узла в благоприятных транспортных условиях: в 5 - 20 км на юг от Чуйского тракта. Изучены они на стадии геолого-съёмочных работ (ГСР) и поисковых работ. Оценочных работ на них не проводилось. Из спекуляритовых руд в 1990 г. геологами Горно-Алтайской экспедиции отобрана малая технологическая проба, которая исследовалась в лаборатории Пражского университета. В результате было установлено, что качество уландрыкского спекулярита МЮХ отвечает маркам SGAS и соответствует международному стандарту ISO.1248:1974 и стандарту Великобритании B.S. 3981:1976.

Ближайшими потребителями спекулярита являются лакокрасочные и химические заводы Западной Сибири, ожидаемая потребность по РФ составляет порядка 300 тыс. тонн в год.

Другой важной статьёй для Юстыдского прогиба является наличие в рудах комплексных месторождений редко-земельных элементов, таких как германий, иттрий, церий и другие. Россия долгие годы была одним из крупных экспортеров германия на мировой рынок, но в 90-е годы добыча германиевого сырья была прекращена, и только в самое последнее время возобновилась в очень небольших объемах. По данным изучения конъюнктуры рынка германий может быть востребован как мировой, так и отечественной промышленностью. В России имеется крупный производитель конечной продукции – ГП “Германий” в г. Красноярске. ГП “Германий” нуждается в Российском сырье. Поэтому поиски и оценка новых германиеносных объектов актуальны.

В России сырьем на германий служили энергетические бурые угли и углистые аржиллиты германий-угольных месторождений Дальнего Востока и Восточной Сибири, на Украине- коксующиеся каменные угли Донбасса. При переработке углей германий получался из следующих продуктов: зол ТЭЦ, пылей и сажистых уносов газогенераторных установок, смол и надсмольных вод коксохимических заводов. Буроугольное сырье использовалось для извлечения германия в Великобритании до середины 70-х гг., но в связи с переводом ТЭЦ на газовое топливо было прекращено. В последние годы нигде в мире, кроме Китая, угольное сырье для получения германия не используется, хотя мировые ресурсы в углях оценивались в 1973 г. в 4,5 тыс.т, в т.ч. в США - 500 т.

За рубежом основным сырьем для получения германия служат цинковые, реже медные и медно-цинковые концентраты сульфидных месторождений. Обычно используемые в промышленности сульфидные концентраты содержат германий в количестве до 300 г/т: цинковые 80-300 г/т, медные 70-80 г/т, свинцовые 2-20 г/т. Наиболее богаты германием коллективные концентраты африканских германий-медно-свинцово-цинковых месторождений Цумеб, Намибия, и Кипуши, Заир, в которых широко развиты собственно германиевые минералы - реньерит и германит, содержащие 7-10%  $\text{GeO}_2$ . Среди разных геолого-промышленных типов свинцово-цинковых месторождений наибольшим содержанием германия отличаются руды стратиформных месторождений в терригенных и карбонатных породах (США, Канада, Иран, Бельгии, Великобритании, Франции, Швейцарии и т.д.), а также эпитеpmальные свинцово-цинковые месторождения.

В районе Юстыдского прогиба перспективы на германиевое сырьё имеют кайнозойские бурые угли Талдудюргунского месторождения (содержания германия до 2,8 г/т, церия до 200 г/т), а также эпитеpmальные руды свинцово-цинковых месторождений. В существенно сфалеритовых рудах Кызыл-Чинского месторождения содержания германия варьируют от 150 до 300 г/т.

Редко-земельные элементы имеют стратегическое значение в энергетической сфере и в ближайшее десятилетие в глобальном мире главным лозунгом будет: «кто владеет энергией – владеет миром». Они находят применение в ряде инновационных технологий в получении высокотехнологичной продукции в катализаторах двигателей внутреннего сгорания, сотовых телефонов, дисплеев мониторов, микроэлектроники и медицинских приборах. Огромное значение редкоземельные элементы имеют для оборонной продукции, реактивных двигателей и спутниковых систем, электроприборов

оперения стабилизаторов баллистических ракет, систем контроля гравитации в стабилизаторах «умных» бомб и других направлениях. Они имеют огромное значение в новейших видах вооружения России, таких как гиперзвуковое и гравитационное оружие. При этом сферы инновационного применения редких элементов расширяются практически ежедневно. Из этого перечня можно сделать вывод – «кто владеет редкими землями – тот владеет миром». Следует отметить, что спрос на редкоземельные элементы в 2010 году оценивался в 136 тыс. тонн, в то время как мировое производство их оставалось на уровне 133,6 тыс. тонн. Ожидается, что в ближайшее время спрос на редкоземельные элементы продолжит свой рост. К примеру, Китайская ассоциация редкоземельной промышленности, являющаяся ведущей в мире в этом плане, прогнозирует рост спроса редкоземельных элементов к 2015 году до 210 тыс. тонн, а в 2016 году до 220 тыс. тонн. Алтайский регион может занять свою «нишу» в обеспечении редкими землями и редкими металлами в структуре запасов этого сырья в Российской Федерации и добычи весьма дорогостоящего минерального сырья. Весьма перспективны в этом отношении комплексные месторождения Уландрык, Каракуль и другие.

Поставленные задачи могут быть решены путём переопробования и проведения высокоточных анализов на золото, серебро, редкие металлы, редко-земельные элементы. Лабораторные анализы выполнялись в различных центрах. Рентгенофлюоресцентный и ICP-MS анализы, проведены в ЦЛ ФГУП «ВСЕГЕИ» и Лаборатории ИМГРЭ (г. Москва); определения редких элементов в горных породах выполнены эмиссионной спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре «ОПТИМА-4300», для Cu, Zn, Pb, Li, – методом ICP-AES (г. Санкт-Петербург и г. Москва); U–Pb изотопное датирование (SHRIMP II). При выборе в цирксонах участков для анализа использовались оптические и катодолюминесцентные наблюдения. U–Pb отношения были нормированы на значение 0,0668 по соответствующему стандарту «Темога». Погрешность измерений единичных анализов в пределах 1s, для расчетных конкордантных возрастов и их пересечений с конкордией– 2s. Графики строились с использованием программы ISOPLOT/EX.; масс-спектрометрическое определение изотопного состава Rb–Sr и Sm–Nd – в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Изотопный состав серы и кислорода определён на масс-спектрометре MI 1201B в Лаборатории ИМГРЭ (г. Москва).



Автор занимался изучением магматизма, оруденения, метасоматитов и аномальных структур геохимических полей, сопровождающих рудные объекты Юстыдского прогиба (ЮП) с 2002 года, в том числе и принимал участие в металлогенических специализированных исследованиях при проведении ГДП-200 листов М-45- XXIII и М-45-XXIV. По субъективным причинам работы эти были приостановлены и собранный полевой материал не получил дальнейшей обработки и анализа. Автор в некоторой степени восполнил и продолжил обработку личных материалов по региону с целью привлечь внимание специалистов к перспективным магмо-рудно-метасоматическим системам ЮП.

В связи с тем, что Юстыдский прогиб относится к числу наложенных структур на ранне-палеозойское основание, вызванных функционированием плюма, то особое внимание было уделено на возможности формирования в нём оруденения полиэтапного и полиметалльного в металлотектах ранне-среднедевонских. К таким перспективным структурам относятся области пограничные с Юстыдским прогибом, где особенно отчётливо проявились признаки формирования комплексных магмо-рудно-метасоматических систем, приуроченных к дизъюнктивной тектонике и очаговым эффузивно-интрузивным ареалам и совмещением разновозрастного оруденения, что способствует формированию крупных объектов. В создании таких рудных объектах проявляется сложное мантийно-коровое взаимодействие и поступление металлов из различных источников.

Приведенные данные определяют актуальность проведенных исследований по изучению петрологии и рудоносности Юстыдского прогиба в виде конкретных очаговых структур с интенсивным проявлением метасоматических и рудных процессов, сопровождающихся аномальными геохимическими полями. Предварительные данные показали, что магматические образования, насыщенные флюидами, образуют разномасштабные рудные системы, сопровождаемые специфическими метасоматитами. По нашему мнению, следует выделять единые магмо-рудно-метасоматические системы различной кремнекислотности и варьирующей щёлочности, отвечающие определённым временным параметрам. В связи с тем, что рудно-магматические системы (РМС) характеризуются длительностью и многоэтапностью развития син-, поздне- и постмагматических процессов, вокруг интрузий формируются полихронные метасоматические и геохимические поля, являющиеся имманентной составляющей функционирования таких систем. Исходя из модели эндогенного петро- и рудогенеза, неотъемлемой частью РМС являются

метасоматические породы: площадные и околорудные. Тогда логично рассматривать их в единстве, как магмо-рудно-метасоматические системы (МРМС). При этом в зависимости от вулcano-плутонической составляющей и флюидных потоков, имеющих различные глубины генерации, будут варьировать составы руд и сопровождающих их метасоматитов. Флюидные потоки могут включать мантийные ювенильные флюиды, син-, поздне- и постмагматические растворы, а также морские и метеорные воды. Особое внимание в нашей работе уделено флюидному режиму всех составляющих этих сложных систем: магматогенным, постмагматическим, формировавшим гидротермальное оруденение различных металлов.

## **Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ. АНАЛИЗ И ОБОЩЕНИЕ РАБОТ**

Юстыдская площадь относится к числу сравнительно хорошо изученных в Горном Алтае. На ее территорию составлена Госгеолкарта-200 первого поколения, но она к началу проведения ГДП-200 нового поколения в значительной мере устарела и требовала обновления.

Геолого-съёмочными работами масштаба 1:50000 покрыто 99,5% площади (неохваченным остался северо-восточный угол планшета М-45-XXIV), АФГК-50 проведены на 85 % площади.

Геологическими поисками сопровождавшими геологическую съёмку масштаба 1:50 000 охвачено 100 % территории, поиски масштаба 1:25 000 проведены на 1,9 % площади, 1:10 000 - 8,0 %, 1:5 000 и крупнее - 0,4 %.

Геохимические поиски масштаба 1:50 000 при геологической съёмке-50 проведены на 90 % площади, систематический анализ на золото не выполнен.

Шлиховыми поисками покрыта вся территория.

Геофизическими исследованиями различными методами (магнито-, электро- и гравиразведка, аэрогаммаспектрометрия, радиометрия) и масштабами охвачена, в общей сложности, вся территория площади (рис. 2.3).

Гидрогеологическими съёмками покрыто около 20 % площади (все объёмы работ сосредоточены на планшете М-45-83-А).

Геоэкологическая обстановка площади оценена при проведении работ по Программе ГЭИК-1000.

Достаточно подробная характеристика многочисленных предыдущих исследований на отчетной площади приведена в отчетах по работам последних лет (Артюх, 1976ф; Романцова, 1977ф; Говердовский, 1987ф, 1995ф; Логинов, 1990ф; Селин, 1990ф, 199ф1; Крупчатников, 1993ф). Ниже приведен краткий обзор основных работ, главным образом поисковых.

Планомерное и интенсивное изучение района началось в конце 40-х – начале 50-х годов прошлого века и продолжалось непрерывно до 1995 г. Именно в этот период на Юстыдской площади выявлены многочисленные проявления и месторождения, намечены современные контуры рудных узлов и полей.

В 1952 г. Северо-Чуйской партией Курайской ГРЭ (Кравцова, 1953ф) проведены поисково-съёмочные работы-50 на северных склонах Сайлюгемского хребта, в результате чего открыто Урзарсайское вольфрамовое месторождение и начата его

оценка (Кравцова, 1953ф). По ее итогам выделено 18 рудных зон с шеелитом и открыт расположенный рядом с шеелитовым свинцовый участок (впоследствии – Чаган-Бургазинское свинцово-серебряное месторождение). Продолжение разведочных работ в 1954-1956 гг. силами Тархатинской партии Северо-Алтайской экспедиции (Оболенский, 1957ф) установило промышленную значимость не отдельных рудных зон, а всего шеелитового штокверка.

Таблица 1

Геологическая изученность Юстыдской площади

Номер контура	Автор и год отчета	Название участка	Масштаб работ
1	2	3	4
1	Коржнев Н.С., 1948	М-45-83, -84	1:200 000
2	Голошейкин Б.В., 1951	М-45-83-А-б	1:50 000
2а		Кварцевый	1:10 000
2б		Становой	1:10 000
3	Родыгин А.И., 1952	М-45-95, -84	1:200 000
4	Магусеев М.М., 1956	М-45-83-Б,Г, -84-А,В	1:50 000
4а		Бар-Бургазы	1:10 000
5а	Нусинсон Л.С., 1958	Арыджанский	1:10 000
5б		Юстыдский	1:10 000
5в		Рудный Лог	1:10 000
5г		Кокури	1:10 000
6	Тараско В.И., 1959	М-45-83-А	1:50 000
7	Кокин С.А., 1963	Джилкидал	1:10 000
8	Кокин С.А., 1965	Перевальный	1:10 000
8а		Кокури	1:10 000
9	Деревягина И.А., 1972	Кокури	1:10 000, 1:25 000
10	Соковых И.Д., 1974	Озерная зона	1:10 000, 1:25 000
11	Сухих Е.Ф., 1975	М-45-95-А	1:50 000
12	Артюх И.И., 1976	М-45-84-А,В	1:50 000
12а		Янтау	1:10 000
12б		Бар-Бургазы	1:10 000
12в		Кара-Оюк	1:10 000
12г		Верх.Куруозек	1:10 000
12д		Чаган-Гол	1:25 000
12е		Юстыд	1:25 000
12ж		Каракуль	1:10 000
13	Сухих Е.Ф., 1977	Каракуль	1:5 000
14	Зырянов А.Е., 1977	М-45-84-А-в	1:50 000
14а		Кара-Оюк	1:10 000
14б		Бар-Бургазы	1:10 000
15а	Романцова Г.С., 1977	Каракуль-І	1:10 000
15б		Каракуль-ІІ	1:10 000
15в		Каракуль-ІІІ	1:5 000, 1:10 000
15г		Куру-Озек	1:5 000, 1:10 000
15д		Чибитка	1:5 000, 1:10 000
16а	Деревягина И.А., 1978	Дальний	1:25 000

166		Ташантинский	1:10 000
17	Семенцов Б.Г., 1979	М-45-84-А	1:25 000
17а		Каракуль	1:10 000
17б		Янтау	1:10 000
17в		Куру-Озек	1:10 000
18	Авдюков Г.Б., 1985	месторожд. Озерное	1:5 000
1	2	3	4
19	Хромов В.М., 1985	месторожд. Каракуль	-
20	Авдюков Г.Б., 1987	М-45-84-А,В	-
1	2	3	4
20а		Пограничный	1:10 000
20б		Озерный	1:10 000
21	Говердовский В.А., 1987	М-45-84-А-в, -84-В	1:50 000
21а		Кара-Оюк	1:10 000
21б		Пограничный	1:10 000
21в		Бар-Бургазы	1:10 000
21г		Юстыд	1:10 000
21д		Богуты	1:10 000
21е		Кок-Куль	1:10 000
21ж		Нарын-Гол	1:10 000
22а	Селин П.Ф., 1990	Куру-Озек	1:10 000, 1:25 000
22б		Уландрыкский	1:10 000, 1:25 000
23	Селин П.Ф., 1991	Янтау	1:10 000
24а	Крупчатников В.И., 1993	Нарынгольский	1:10 000
24б		Ташантинский	1:10 000
24в		Богутинский	1:10 000
24г		Уландрыкский	1:10 000
25	Широкушкин В.Д., 1975	М-45-84-А-б, -Б-а	1:50 000
26	Яковлев Б.А., 1957	М-45-XXIV	1:200 000
27	Кочетыгов М.М., 1961	М-45-82, 94	1:25 000
28	Орлов М.М., 1967	М-45-84-В	1:25 000
29	Оболенский А.А., 1957	Урзарсайское	1:100 – 1:10 000
30	Штерн А.П., 1976	М-45-82, 94	1:10 000, 1:25 000
31	Кононенко А.Л., 1990	Асхатиин-Гол	1:10 000, 1:25 000

Таблица 2

Геофизическая изученность Юстыдской площади

№ кон тура	Автор и год отчета	Название участка	Вид и масштаб работ
1	2	3	4
1а	Курашова В.В., 1956	М-45-83	МР 1:50 000
1б		Уландрык	МР 1:10 000
1в	Курашова В.В., 1956	М-45-82-В, Г	ГР (проф.)
2	Алексенко Б.Ф., 1960	Джилкидал	МР, ЕП 1: 10 000
3а	Алексенко Б.Ф., 1963	Бургузунский	МР 1:50 000 ВЭЗ по отд. профилям
3б		Кокуринский	МР 1:10 000
4а	Романцова Г. С.,	М-45-83-Б,-84-А	МР, ЕП 1:50 000, ВЭЗ (проф.)

	1977		
4б		Каракуль-I	МР, ЕП, ЭП, ВП-СГ, ВЭЗ 1:10 000
4в		Каракуль-II	МР, ЕП 1:10 000
4г		Каракуль-III	МР, ЕП 1:10 000
4д		Чибитка	МР, ЕП 1:10 000
4е		Куру - Озек	МР, ЕП 1:10 000
4ж		Озерный	МР, ЕП, ЭП, ВП-СГ 1:10 000
4з		Кара - Оюк	МР 1:5 000
5	Романцова Г. С., 1978	М-45-83-Г, М-45-84- В	МР, ЕП 1:50 000, ВЭЗ (проф.)
6	Логинов В.Т., 1980	Сайлюгемский	МР 1:50 000
7а	Логинов В.Т., 1982	Южный-I	МР, ЕП, МПП, ВП 1:10 000
7б		Южный-II	ЕП, ВП, МПП 1:25 000, МР 1:10 00
8а	Романцова Г. С., 1983	Ташантинский	МР, ЕП 1:10 000
8б		Нарын-Гол	МР, ЕП 1:10 000
8в		Богутинский	МР, ЕП 1:10 000
9а	Логинов В.Т., 1984	Высокогорный	МР, ЕП, ВП 1:10 000
9б		долина р.Кара-Куль	МР, ЕП 1:2 000
9в		Озерный	ЗМПП, МР 1:2 000, РС-ВП (проф.)
9г		Район вершины Асхату-Даба	МР 1:2 000
9д, 9е		Водораздел Кара- Оюк, Вершина Нарын-Гол	МР 1:2 000 МР 1:2 000
10	Логинов В.Т., 1987	Юстыдский, Курузек- ский, Чибитский	МР, ЕП, РС-ВП, ВП 1:10 000, ЗМПП, ФЭП, ВПФ (проф.)
11	Пастухова А.В., 1989	Бугузунский	МР, ЕП, 1:50 000, ЕП, РС-ВП, ВПФ(проф.)
12	Логинов В.Т., 1990	Красногорский	МР, ЕП 1:10 000, РС-ВП, ВПФ(проф.)
13	Патрин А.А., 1991	Чуйский	МР, ВЭЗ, СЭП ФЭП, ВП 1:10 000, ЗМПП(проф.)
14	Логинов В.Т., 1990	Озерно- Каракульский	ГР, ЕП, МР 1:50 000
15	Филоненко Г.И., 1986	Чуйский	ГР 1:200 000
16	Галанский В.М., 1990		АГС 1:25 000
17	Казанцев А.В., 1992	Телецкая площадь	ГР 1:200 000
18	Шлайн М.Я., 1966	М-45-XXIV, XXIII	ГР 1:1000 000
19а	Минеев, 1954	Красногорский	МР 1:5 000-1:50 000, ЭП, ГР 1:10 000, 1:5 000
1	2	3	4
19б		Судаирский	МР 1:5 000-1:50 000, ЭП, ГР 1:10 000, 1:5 000
19в		Аксайский	МР 1:5 000-1:50 000, ЭП, ГР 1:10 000, 1:5 000

19г		Рудный лог	МР 1:5 000-1:50 000, ЭП, ГР 1:10 000, 1:5 000
20	Комаров, 1964	М-45-82-В,Г	АМП 1:50 000
21	Божок Н.И., 1966	Богутинский	МР, ВЭЗ 1:10 000
22	Божок Н.И., 1967	Юстыдский	ВЭЗ(проф.)
23	Белобородов, 1978	Зимний	МР, ВЭЗ (проф.)
24	Кабанов, 1958	М-45-83-А	АМП 1:200 000
25	Комаров, 1965	М-45-83-А	АМП 1:50 000

АГС – аэрогаммаспектрометрия, ВП – метод вызванной поляризации, ВПФ – метод ВП в фазовой модификации, ВП-СГ – метод ВП способом срединного градиента, ВЭЗ – вертикальное электрическое зондирование, ГР – гравиразведка, ЕП – метод естественного электрического поля, МР – магниторазведка, МПП – метод переходных процессов, АМ – аэромагнитная съемка, ЗМПП – зондирование методом переходных процессов, СЭП – симметричное электропрофилирование, ЭП – электропрофилирование, ФЭП – фокусное электропрофилирование, РС-ВП – метод ранней стадии ВП.

Подсчитаны запасы  $WO_3$  по категориям  $C_1+C_2$ . Одновременно на свинцовом участке дополнительно выявлено еще 16 рудных зон, часть из которых разведана штольной. Кроме того, выборочно отдельными пробами в рудных телах (галенитовых жилах) были установлены систематически повышенные содержания золота (до 6,2 г/т). По неизвестным причинам непрерывного опробования на золото по сечениям рудной зоны произведено не было, что оставило проявление неоцененным на золото. В 1953 г. Коргонской партией Горно-Алтайской геофизической экспедиции (Курашова, 1956ф) на отчетной площади проведены комплексные геофизические съемки масштабов 1:10 000 – 1:50 000 в сопровождении поисковых маршрутов и горных работ. В результате открыто гематитовое месторождение Рудный Лог, магнетитовые руды Красногорского проявления, гематитовая минерализация в бассейне рек Аксай и Уландрык. На месторождении Рудный Лог проведены поисковые работы по трем линиям шурфов с оценкой запасов железных руд (24 млн. т).

В 1953-1958 гг. в районе осуществлялась геолсъемка-200 Алтайской экспедицией ВАГТа. В результате поисково-ревизионных работ, входивших в состав ГС-200 (Нусинсон, 1958ф), сделан вывод о небольшой практической значимости месторождения Рудный Лог. Обращено внимание на содержание в гематите повышенных концентрации редких металлов.

В 1957-1958 гг. Чаган-Бургазинской партией Курайской ГРЭ (Головки, 1959ф) проведены поисково-съемочные и разведочные работы на Чаган-Бургазинском свинцово-серебряном месторождении и вдоль зоны одноименного разлома.

Разведочными работами месторождение расширено за счет вновь открытых рудных тел на его северном фланге. Поисково-съёмочными работами установлена свинцовая минерализация по всей зоне Чаган-Бургазинского разлома. На месторождении подсчитаны запасы свинца и серебра по категориям С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub> до глубины 207 м.

В 1959-1961 гг. Курайской партией проведены поисковые работы в бассейне р. Кызыл-Шин (Кокин, 1961ф) с целью обследования юго-восточного продолжения Курайской ртутнорудной зоны. На проявлении Джилкидал вскрыты и опробованы бурые железняки с вкрапленностью киновари. Кроме этого, открыто два новых ртутных участка - Кокоринский и Юго-Западный Джилкидал. Отмечается, что ртутное оруденение всех участков локализовано в зоне окисления. Несмотря на незначительные масштабы оруденения с поверхности, сделано предположение о крупных скоплениях ртути в первичных рудах Северо-Западный Джилкидал.

С 1959 г. по 1961 г. ЗСГУ и Березовская экспедиция провели массовые и специализированные поиски урана. Выявлены многочисленные пункты минерализации и два крупных проявления урана в Чаган-Бургазинской зоне разломов (Тупицин, 1960ф, Кочетыгов, 1961ф) - Буратинское и Черногорское. Поверхностными горными выработками, скважинами и штольней установлено, что оруденение приурочено к нижним горизонтам аксайской свиты девона. С глубиной содержания урана резко падают. Сделан вывод о бесперспективности того и другого из-за незначительных масштабов.

В 1964-1967 гг. работами Богутинской партии Курайской экспедиции (Лишкевич, 1968ф), проводящей ГС-50, в правом борту р. Нарын-Гол выявлена Озерная серебро-полиметаллическая зона, свинцовые проявления Чаган-Гол и Богутинское, баритовое проявление Кош-Корбаш (бассейн р. Ташантинки), Кара-Оюкское медно-кобальтовое проявление.

В 1970-1974 гг. в ходе поисковых работ Аргутской партии Курайской ГРЭ (Соковых, 1974ф) на проявлении Озерном пройдены магистральные каналы и две скважины 80 и 240 м глубиной, не вышедшие из окисленных руд. Выявлены два перспективных участка в пределах Озерной зоны: Пограничный и Нарынгольский, проявление Озерное переведено в разряд месторождений с ведущим серебряным оруденением. По месторождению и по зоне в целом подсчитаны прогнозные ресурсы на 1 м углубки: серебра – 11,2 и 28,3 т, свинца – 294,8 и 748,8 т соответственно.

В 1971-1974 гг. Аргутская партия Курайской ГРЭ (Сухих, 1975ф) провела поисковые и поисково-оценочные работы на вольфрам на двух участках -



Урзарсайском месторождении и в бассейне среднего течения р. Бол.Шибеты. Фланги Урзарсайского месторождения оценены как бесперспективные. На Шибетинском участке зафиксированы слабоконтрастные площадные геохимические аномалии W, Cu, Bi, Pb. Сделан вывод о перспективности на вольфрамовое и полиметаллическое оруденение экзоконтактной зоны Аксайского гранитного массива.

В 1972-1974 гг. Юго-Западной партией Тувинской ГРЭ проведены ГСР-50 на территории листов М-45-84-А,Б (Широкушкин, 1975ф). В пределах Монгун-Тайгинского рудного узла выявлено штокверковое молибден-порфировое оруденение. Опробованием установлено стабильное содержание молибдена в пределах 0,11-0,14 %. Отмечено, что ситуация благоприятна для выявления промышленного оруденения. Опробованием на проявлении Асхатиингольском установлено, что наряду с высокими концентрациями висмута, кобальта, мышьяка и никеля частыми, но неравномерно распределенными компонентами являются серебро и золото. Содержания последнего в отдельных случаях достигают 90-184 г/т. Однако, в целом перспектива проявления, по мнению авторов, сомнительные.

В период 1973-1975 гг. Аргутской партией Курайской ГРЭ (Артюх, 1976ф) проведена комплексная (на вольфрам и другие металлы) оценка площади междуречья Бар-Бургазы - Богуты с применением широкого круга поисковых методов и масштабов (1:500 - 1:50000). Основным итогом явилось открытие Каракульского медно-вольфрамового месторождения, переоценка Оленджуларского и Тоштуозекского месторождений, выявление ряда перспективных рудопроявлений комплексных руд Кара-Оюкского, Бар-Бургазинского и Юстыдского. Установлены закономерности размещения рудной минерализации, зональность относительно гранитоидных интрузивов. Каракульское месторождение оценено с поверхности.

В ходе дальнейших поисковых работ, проводившихся Курайской ГРЭ на хребте Чихачева (Зырянов, Бедарев, 1977ф) были детально опробованы контактовые зоны Юстыдского гранитного массива и выявлено олово-вольфрамовое рудопроявление Юстыд, где среди грейзенизированных роговиков обнаружена серия маломощных жил (до 10 см) с концентрированным касситеритовым и вольфрамитовым оруденением. Проявлению дана отрицательная оценка из-за незначительных размеров. Горными выработками и единичными скважинами оценено Кара-Оюкское медно-вольфрамовое проявление. Из-за малых размеров рудных тел и низких содержаний полезных компонентов оно признано бесперспективным. Вместе с тем, выявленные на юго-западном фланге Кара-Оюкской рудной зоны полисульфидные руды с

промышленными содержаниями висмута, кобальта и золота (до 7,8 г/т) значительно повысили перспективы района на медь, вольфрам, кобальт и золото.

При производстве поисков было выявлено серебряное месторождение Асхатин, послужившее обоснованием для постановки поисковых работ на серебро на территории МНР, которые проведены Курайской ГРЭ в 1976-1979 гг (Бедарев, Ермаков, 1979ф) в рамках «Проведения поисковых работ в 100-км сопредельной полосе МНР». В результате работ установлено широкое развитие серебряного оруденения в Делюно-Юстыдском прогибе, выявлены три серебрянорудных зоны продолжающиеся на территорию России: Асхатинская, Нарингольская и Нижненарингольская. Составлена геологическая карта масштаба 1:100000 монгольского фрагмента Юстыдского прогиба, выявлено 142 проявления полезных ископаемых, определена металлогения района, выделена полиметалльно-серебряная рудная формация (асхатинский тип). Определено, что первичные серебряные руды имеют сульфосольный состав, а не галенитовый, как считалось ранее И. Д. Соковых (1974ф). Возраст сидерит-сульфосольной минерализации установлен как мезозойский, позднеюрский, на основании пересечения рудами даек лампрофиров Чуйского комплекса. Установлено наложение серебряной минерализации на кварц-турмалиновые метасоматиты с олово-сульфидным оруденением.

Одновременно с этими работами Аргутской партией Курайской ГРЭ в 1973-1977 гг. (Сухих, 1977ф) проведены детальные поиски на Каракульском месторождении и его флангах, где оценивались масштабы медно-вольфрамового оруденения. Определены прогнозные ресурсы вольфрама, меди, кобальта, висмута, золота. При этом установлено, что перспективы района месторождения на данный тип оруденения могут быть расширены.

В 1973-1977 гг. Бугузунской партией Алтайской геофизической экспедиции проведены геолого-съёмочные работы-50 на территории листов М-45-83-Б,-84-А-а (Романцова, 1977ф). Открыто около 400 проявлений, пунктов минерализации, первичных и вторичных геохимических и шлиховых ореолов. Из наиболее существенных результатов следует отметить расширение перспектив на глубину Каракульского месторождения, приуроченного к аномалии ЕП протяженностью 15 км, выявление Куруозекского и Чибитского рудопоявлений полиметаллов.

В 1977-1979 гг. Аргутской партией Курайской ГРЭ (Семенцов, 1979ф) опробованы верховья р.Куру-Озек, в результате открыто Верх-Куруозекское проявление с "каракульским" типом оруденения. Установлено, что оба объекта

"привязаны" к единой меридиональной рудоносной структуре и могут рассматриваться как фланги крупного месторождения.

В 1979-1984 гг. на Озерном месторождении проводились поисково-оценочные работы (Авдюков, 1984ф). В результате оценено 23 рудных тела сидерит-сульфосольного состава. Определены запасы  $C_2$  и ресурсы  $P_1 + P_2$  всех компонентов до глубины 500 м.

В период с 1978 по 1985 гг. на Каракульском месторождении проведены поисково-оценочные работы (Хромов, 1985ф). Выявлено и изучено около 30 рудных тел, оруденение прослежено на глубину до 300 м. Подсчитаны запасы категории  $C_2$  и ресурсы категории  $P_1$ . Рекомендованы проведение детальных геофизических работ и постановка предварительной разведки.

В 1981-1987 гг. Курайской партией Горно-Алтайской ПСЭ проведены поисковые работы в пределах Юстыдского рудного узла в междуречье Барбургазы-Богуты (Говердовский, 1987ф). Комплексом геологических, геохимических и геофизических методом изучена структура Озерной рудной зоны и определены перспективы ее сереброносности. Выявлено 8 новых участков минерализации, в которых зафиксировано до 40 рудных пересечений. Проведен подсчет прогнозных ресурсов серебра и свинца по категории  $P_1$  и  $P_2$ . Кроме этого, изучены известные и вновь открытые проявления редких и благородных металлов. Наиболее перспективным представлено Барбургазинское рудопроявление, где произведена оценка прогнозных ресурсов висмута, золота и вольфрама категории  $P_2$ . Открыты новые проявления с золото-кобальтовой минерализацией (Коккуль I, Коккуль II, Светлое), которые вместе с ранее известными образуют Нарынгольскую зону. Среди них наиболее перспективным представлено Светлое.

В 1984-1987 гг. Курайской партией проведены поисково-оценочные работы на серебряное оруденение на участке Пограничный (Авдюков, 1987ф). По итогам работ сделан вывод о низких перспективах участка на увеличение прогнозных ресурсов и запасов серебра. Вместе с тем подтвержден высокий ресурсный потенциал Озерной зоны в целом, в особенности северный фланг месторождения, где выявлены комплексные геологические аномалии по вторичным ореолам.

В 1986-1990 гг. Курайской партией проведены поисковые работы на участке Куруозек и в Уландрыкской рудной зоне (Селин, 1990ф). На участке Куруозек прогнозируется среднее по запасам комплексное золото-висмут-медьсодержащее никель-кобальт-мышьяковое месторождение. На Каракульском месторождении

произведено изучение форм нахождения и извлекаемости золота в рудах. По технологическим свойствам они отнесены к упорным труднообогатимым золотосодержащим рудам. На участке Уландрык прогнозируется редкоземельно-железо-медное месторождение, среднее по запасам железа, иттрия и иттербия. Установлено, что железные руды проявлений Уландрык и Рудный Лог представлены мелкочешуйчатой разновидностью гематита – спекуляритом, пригодны для получения коррозионноустойчивых красок. На Аксайском рудопроявлении прогнозируется мелкое или среднее по запасам месторождение флюорита. На перспективном участке Аксайский прогнозируется среднее по запасам месторождение иттрия. Участки Шибетинский, Шибеты, Левобережный, Бураты, Левобережье Ташанты выдвинуты в качестве перспективных для поисков золота и серебросодержащего редкометалльно-медного и полиметаллического оруденения.

В 1987-1990 гг. Юго-Западной партией Тувинской ГРЭ опробована на серебро тувинская площадь, пограничная с Алтаем и Монголией (Кононенко, 1990ф). В результате выделено 3 рудоносных меридиональных зоны - Тологойская, Асхатиингольская, Восточная - являющиеся продолжением аналогичных зон на территории Монголии. Установлено, что серебряная минерализация локализуется в участках пересечения субмеридиональных рудоносных зон и субширотных безамплитудных разломов. В общей сложности по трем зонам открыто 5 проявлений и 17 пунктов минерализации серебра.

В 1987-1991 гг. Курайской партией поисковыми методами изучается Янтауская серебро-полиметаллическая зона (Селин, 1991ф). Установлена локализация серебряной минерализации в зонах дробления гранитов Тоштуозекского массива и пород экзоконтакта. Произведена оценка прогнозных ресурсов категории  $P_1 + P_2$ . Прогнозируется крупное месторождение по запасам серебра, висмута, сурьмы, мышьяка.

С 1978 по 1993 гг. на южной половине площади проведены ГСР-50 Бугузунской партией АГЭ (Крупчатников, 1993ф) с целью составления кондиционной геологической основы и оценки перспектив района на железо, редкие металлы и других полезные ископаемые. В результате выявлено 8 проявлений цветных и радиоактивных металлов, 6 проявлений неметаллических полезных ископаемых. Выделены перспективные площади на уран, медь, свинец, серебро.

В 1981-84 гг. Бугузунской партией АГЭ проведены геофизические исследования масштаба 1:10000 на участке Высокогорном, с детализацией масштаба 1:5000 - 1:2000

участков горных работ, проведенных Курайской партией (Логинов, 1984ф). Площадь изучения охватывала собственно Озерное месторождение и всю Озерную рудную зону. Установлено, что многие аномалии сопровождаются мультипликативными ореолами спутников серебра. В итоге выделены два перспективных участка, проведена оценка прогнозных ресурсов серебра категории Р<sub>2</sub>.

В 1983-90 гг. проводились геофизические и геолого-поисковые работы на участке Красногорский (Логинов, 1990ф). Участок площадью 308 км<sup>2</sup> вытянут вдоль Теректинского разлома и охватывает большую часть Аксайской вулканической структуры с прилегающими толщами юстыдской серии. В результате выявлены комплексные аномальные зоны, включающие аномалии ЕП, ВП, магнитные и геохимические. Оценена на железные руды магнитная аномалия «Красная Горка», выявлены золото-медное проявление Медное и Малошибетинская марганцевоносная зона.

Анализируя предшествующие работы в целом, необходимо сделать следующие замечания относительно исследований на золото и серебро.

Практически все потенциально золотоносные объекты на Юстыдской площади, кроме сереброрудных и «каракульского типа», остались не оцененными на золото. В одних случаях не проведено опробования рудных зон на всю мощность (Чаган-Бургазинское месторождение, проявление Коккуль), в других – не прослежены горными выработками или буровыми скважинами выявленные золоторудные тела (проявления Медное, Светлое, Бар-Бургазы, Коккуль), в третьих – при наличии прямых поисковых признаков (золото в протолочках флюоритовых жил Аксайского проявления, геохимические аномалии в углеродистых отложениях юстыдской серии) и рудно-формационных предпосылок (Уландрыкское медно-порфировое проявление) не предприняты попытки специальных детальных поисков. Основная причина этих недоработок, на наш взгляд, одна – поиски золота проводились попутно и не являлись главным целевым назначением.

Проведенные детальные поиски (Говердовский, 1987ф) и поисково-оценочные работы (Авдюков, 1984ф, 1987ф) в пределах российской части Озерно-Асхатинского сереброрудного поля характеризуются незавершенностью, поиски проведены на ограниченной площади, канавами не изучены большинство рудных зон, оценочные работы проведены на двух, скорее всего не самых перспективных участках, практически без буровых работ.

Замечания к методике проведенных работ и оценке ресурсов серебра по Озерной зоне сводятся к следующему:

1. Работы 1981-1987 гг в пределах Озерного рудного поля (Говердовский, 1987ф) и участков Озерный (Авдюков, 1984ф) и Пограничный выполнены практически без применения буровых работ (подземное бурение 1940 м), что не позволило определить рудоносность зон на глубину, проследить рудные тела и выявить рудные столбы.

2. Поисковые работы с применением канав и штолен носили локальный характер и были сосредоточены в пределах рудной зоны I, которая в российской части представлена зоной интенсивного смятия и рассланцевания с участками пластического течения в компетентных породах. На большей части зона не благоприятна для формирования крупных открытых полостей типа рудного тела 1 (участок Пограничный), на поиск которых необходимо было ориентироваться.

3. Рудные зоны V-XI прослежены по простиранию только поисковыми маршрутами и опробованы редкими пробами. Интервалы рудных зон с высокими содержаниями серебра не вскрыты канавами и скважинами. По существу детальные поиски на площади рудного поля были прекращены в 1983 г, когда была проведена только подготовка к вскрытию рудных зон канавами и скважинами.

4. Участки для поисково-оценочных работ с применением штолен выбраны поспешно, без предварительного изучения оруденения на глубину буровыми скважинами при отсутствии полной информации о рудоносности всей площади рудного поля.

5. На месторождении Озерном рудная зона с поверхности изучена по простиранию только на 1/3 часть, на остальной площади не пройдено ни одной канавы.

6. Скважинами не изучен интервал между поверхностью и горизонтом штольни.

7. Канавами не перевскрыты мощные (4-16 м) рудные тела, вскрытые ранее канавами И. Д. Соковых (1974ф). Средняя мощность этих тел в 2,5 и более раз превышает мощность тел вскрытых позже (Авдюков, 1984ф).

8. Ураганные пробы ограничены наиболее «жестким» методом Когана, приводящим на начальной стадии изучения месторождения к занижению средних содержаний металла.

9. Без основания объемная масса руды снижена с 3,3 т/м<sup>3</sup> до 3,0 т/м<sup>3</sup>.

10. Блокировка запасов по участку Озерный вызывает следующие возражения:

а) запасы категории  $C_2$  по рудному телу 1 можно экстраполировать выше горизонта штольни на половину высоты между штольной и поверхностью (150 м), а также распространить ниже детально изученной поверхности на 100 м;

б) блоки прогнозных ресурсов категории  $P_2$  вскрытые единичными выработками, в соответствии с «Классификацией, 1997», целесообразно отнести к категории  $P_1$ .

11. Учитывая четковидную морфологию рудных тел целесообразно применение коэффициента рудоносности.

12. При оценке Озерного рудного поля неверно применен коэффициент рудоносности 0,2: коэффициент рассчитан по всей рудной зоне II, а применен к рудным телам не имеющим перерывов.

13. Рудное тело 1 (участок Пограничный) необоснованно разделено на 3 блока, хотя здесь очевидно единое рудное тело с двумя перерывами по содержанию серебра, коэффициент линейной рудоносности по рудному телу 1 составляет 0,82.

14. Выделено множество необоснованно малых по размерам блоков категории  $P_2$ , приравненных к средней длине рудных тел вскрытых штольной на участке Пограничном, хотя структурные условия локализации рудных тел совершенно различные.

## Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮСТЫДСКОЙ ПЛОЩАДИ

На тектоническом плане докайнозойских структур Юстыдская площадь располагается в зоне сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. Алтайская часть слагается Холзуно-Чуйским антиклинорием и Делюно-Юстыдским прогибом, входящими в состав крупного Алтае-Монгольского террейна и разделенными между собой Чарышско-Теректинским разломом. В Делюно-Юстыдском прогибе в северо-западном углу площади в качестве горстового выступа выделяется Кызылшинское поднятие. Восточная периферия Холзуно-Чуйского антиклинория осложнена Аксайской вулкано-тектонической депрессией. Западно-Саянские структуры граничат с алтайскими по Моген-Буренскому разлому и представлены западным фрагментом Хархиринского горстового выступа.

Кайнозойские тектонические единицы представлены восточной окраиной Чуйской межгорной впадины рампового типа.

### *ПОЗДНЕРИФЕЙСКО-ВЕНДСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС*

*Чаган-Узунский дунит-гарцбургитовый комплекс.* Серпентиниты апогарцбургитовые ( $\sigma R_3-V_{1c}$ ). В виде крупнообломочных скоплений серпентиниты слагают два небольших поля площадью 50x50 м среди пород кембрийской катунской свиты в 4 км к югу от пос. Ташанта. Поля расположены на расстоянии 700 м и, судя по вытянутым обломочным шлейфам, фиксируют собой субширотные линзовидные тела. Попытка вскрытых в коренном залегании (Крупчатников, 1993ф) успехом не увенчалась из-за большой мощности рыхлых отложений. Петрографическая диагностика исходной породы затруднительна вследствие почти полного отсутствия ее реликтов. Химический состав наименее карбонатизированных разностей в целом близок составу апогарцбургитовых серпентинитов Чаган-Узунского гипербазитового массива.

### *АЛТАЕ-СЕВЕРОСАЯНСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС*

*Венд – ранний кембрий. Балхашский плагиориолит-базальтовый комплекс.* Представлен вулканогенно-осадочной балхашской свитой ( $V-C_{1bl}$ ), породы которой ограниченными участками (менее 3 км<sup>2</sup>) закартированы на Кызылшинском и Хархиринском поднятиях (балхашский и могоенбуренский ареалы соответственно). В обоих случаях породный набор, слагающий свиту, одинаков: преимущественно порфиоровые и миндалекаменные базальтоиды, реже теригенно-сланцевые отложения. В



могенбуренском ареале в верхах свиты отмечаются единичные линзовидные горизонты кварцитов и кислых вулканитов. Вулканические и осадочные образования свиты метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

*Средний кембрий – ранний ордовик. Катунская свита (Є<sub>2-3kt</sub>), сайлюгемская свита (Є<sub>3</sub> – O<sub>1sl</sub>).* Породы свит обнажаются в пределах Холзуно-Чуйского антиклинория в бассейнах рек Чаган-Бургазы, Уландрык и Ташантинка. Отложения исключительно терригенные, флишевого типа, представляют собой фрагменты гигантского турбидитного мегакомплекса. Катунская свита представлена монотонными, без каких-либо маркирующих элементов, зелено-серыми ясно ритмичными породами – кварц-плагиоклазовыми песчаниками и метаалевролитами. В сайлюгемской свите преобладают более грубозернистые осадки пестрой окраски и грауваккового состава.

Обе свиты неравномерно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации (от метатерригенных разностей до кварц-альбит-хлорит-серицитовых сланцев), обычно интенсивно деформированы и дислоцированы, до настоящего времени палеонтологически немые.

#### *ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО – СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ БАССЕЙН.*

#### *КАТУНСКО-ТАРХАТИНСКАЯ ЗОНА ПРИБРЕЖНО-ЛАГУННЫХ ФАЦИЙ*

*Ранний силур. Тархатинская свита (S<sub>1 tr</sub>).* На отчетной площади осадки свиты пользуются весьма ограниченным распространением, сохранившись в мелких тектонических блоках Холзуно-Чуйского антиклинория. Характер свиты определяют преимущественно сероцветные крупнообломочные разности карбонатно-терригенных осадков (кварцевые и полимиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки), классифицируемых как прибрежно-морская моласса пассивной континентальной окраины.

*Ранний девон. Уландрыкская свита (D<sub>1ul</sub>).* Небольшими участками, включая стратотип, литофации свиты картируются в Холзуно-Чуйском антиклинории, главным образом по периферии Аксайской вулcano-тектонической депрессии. С подстилающей тархатинской свитой взаимоотношения согласные. По литологическому составу свита весьма близка тархатинской, отличаясь красно- и пестроцветной окраской пород и большей ролью крупнообломочных разностей, среди которых особенно широко развиты высоkozрелые кварцевые конгломераты и песчаники. По фациальному облику это типичная прибрежно-континентальная моласса.

## *РАННЕ – СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС*

Ранний девон. Талдыдюргунский базальт-андезитовый комплекс. Талдыдюргунская свита (D<sub>1</sub>td). Вулканогенно-осадочные образования свиты в виде небольших полей развиты на Кызылшинском поднятии, в районе Коксаира. Предположительно к талдыдюргунской свите отнесен вулканогенный разрез на правом берегу р. Чаган-Бургазы у выхода ее в Чуйскую степь. В породном наборе доминируют пестроцветные наземные лавы и туфы андезитов и андезибазальтов, эпизодически развиты потоки базальтов, дацитов и риолитов, осадочные горизонты. Свита сложена пестроокрашенными афировыми и порфировыми базальтами, андезибазальтами, андезитами массивной и миндалекаменной текстуры, реже их туфами, разнообразными вулканогенно-осадочными и осадочными породами. По петрогеохимическим характеристикам вулканиды соответствуют рифтогенным магматитам известково-щелочной серии в тылах активных окраин. Свита с резким угловым несогласием залегает на различных горизонтах нижнего палеозоя и с размывом (несогласие локальное) перекрывается жанедынгуйской свитой нижнего девона. Мощность свиты на разных участках непостоянна и составляет от 300 до 2200 м.

Ранний девон. Корумкешинский дацит-риолитовый комплекс. Корумкешинская свита (D<sub>1</sub>ks). Объединяет вулканиды преимущественно кислого состава. Отдельные фрагменты ее разреза выполняют тектонические блоки на южной окраине Кызылшинского поднятия. Предшественниками эти вулканиды относились к аксайской свите, однако существенные различия в химическом составе не дают основания их отождествлять. В составе свиты доминируют риолитоиды и их пирокластические аналоги, реже встречаются дациты, андезиты, туфогенно-осадочные прослои. Стратиграфических контактов с подстилающей талдыдюргунской свитой не наблюдалось. Петрогеохимические параметры сближают корумкешинские эффузивы с производными толеитовых серий активных окраин.

Ранний девон. Аксайский трахиандезит-дацит-риолитовый комплекс. Сгруппированные в аксайскую свиту эффузивные и вулканогенно-осадочные образования совместно с их субвулканическими комагматами слагают в бассейнах рек Чаган-Бургазы и Уландрык крупную палеокальдеру, имеющую продолжение на юго-восток в Монголию. Аксайская свита (D<sub>1</sub>as) расчленяется на нижнюю (трахиандезиты–кварцевые латиты, трахиандезибазальты-латиты, дациты) и верхнюю (риолитоиды) подсвиты. В составе последней, кроме того, выделяются три пачки: нижняя – низкощелочные риолиты, средняя – в основном нормальные риолиты, верхняя –

преимущественно трахириолиты. Во всех подразделениях пирокластические и осадочные разности играют подчиненную роль. По масштабам развития резко преобладают кислые вулканиты верхней подсвиты. Вулканогенная толща с угловым несогласием залегает на породах уландрыкской свиты. В палеонтологическом отношении свита «немая». Субвулканические образования ( $\epsilon l \gamma, l \gamma, \tau \lambda, \lambda D_{1as}$ ) представлены небольшими Аксайским, Уландрыкским и Сар-Гобинским массивами субщелочных микропегматитовых лейкогранитов (аляскитов), дайками трахириолитов, Чаган-Бургазинским массивом и дайками низкощелочных лейкогранитов и риолитов. Почти все они размещены среди покровных фаций вулканитов.

Общей особенностью комплекса является высокая калиевоность всех его дифференциатов: отношение  $K_2O/Na_2O$  постоянно выше единицы, чаще всего более 3. На этом фоне предельно ультракалиевыми составами выделяются низкощелочные риолиты. Петрографические и химические особенности пород позволяют отнести всю ассоциацию к редуцированной (отсутствуют шшониты) латитовой серии предположительно континентально-рифтовой обстановки.

*Ранний девон. Даянская свита* ( $D_{1dn}$ ). Отложения даянской свиты закартированы на Кызылшинском поднятии и в зоне Чарышко-Теректинского разлома. Свита характеризуется карбонатно-терригенным, местами вулканомиктовым, составом, грубокластическим обликом, красноватыми тонами в окраске, быстрой фациальной изменчивостью. Контакты с подстилающими вулканитами тектонические либо предполагаемые несогласные, хотя на смежной с запада территории известны случаи согласных взаимоотношений (Сергеев, 1964). По своему фациальному облику породы даянской свиты соответствуют окраинно-континентальным отложениям прибрежных аккумулятивных равнин.

*Средний девон. Майорский габбро-гранодиорит-гранитовый комплекс* ( $D_2 m$ ). Включает в себя мелкие интрузивы биотитовых и двуслюдяных лейкогранитов (Оюмский, Буратинский, Согонолуцкий), цепочкой расположенные в Холзуно-Чуйском поднятии вдоль Чарышко-Теректинского разлома. Лейкограниты обычно средне-мелкозернистые, нередко гранофиновые, часто катаклазированы и альбитизированы. Характеризуются отчетливым плюмазитовым профилем и нормальной щелочностью калий-натриевого типа. Вмещающие породы, представленные отложениями катунской, уландрыкской и даянской свит, слабо ороговикованы, местами окварцованы и альбитизированы.

*Средний девон. Габбро-долеритовый автономный комплекс* ( $\beta D_2$ ). Представлен

дайками, неравномерно и в большом количестве развитыми в пределах Холзуно-Чуйского антиклинория, прорывающими все более ранние стратиграфические подразделения, включая даянскую свиту. Наибольшая их концентрация наблюдается в бассейнах рек Чаган-Бургазы, Бол.Шибеты, междуречье Ташантинка – Бол.Сар-Гобо. Породы даек варьируют от долеритов до мелкозернистых габбро. Для химизма характерны широкие вариации всех компонентов, но в целом свойственны низкая глиноземистость, высокая титанистость (до 4,6 %  $TiO_2$ ), нормальная щелочность натриевого типа.

### *СРЕДНЕДЕВОНСКО – КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ БАССЕЙН*

*Средний – поздний девон. Юстыдская серия.* Серия объединяет три свиты – ташантинскую ( $D_{2ts}$ ), барбургазинскую ( $D_{2bb}$ ) и богутинскую ( $D_{3bg}$ ), составляющие карбонатно-терригенный турбидитовый литокомплекс Делюно-Юстыдского прогиба. В ней и расположена стратотипы всех свит.

Основание разреза представлено ташантинской свитой раннего живета, в строении которой четко прослеживаются три пачки пород, выделяемые в качестве подсвит. За критерий разделения принят фактор известковистости и насыщенности ископаемыми организмами. Особо выделяется верхняя подсвита, сложенная темно-серыми и черными углеродистыми аргиллитами и алевролитами с обильным сингенетичным пиритом. Окаменелостей крайне мало.

Наращивает разрез позднеживетская барбургазинская свита, пролеживаемая по всей территории прогиба в непосредственной связке с ташантинской свитой. Имеет отчетливое двучленное строение. Нижняя подсвита алевролито-песчанистая пестроцветная, нередко с горизонтами грубой кластики. Верхняя – карбонатно-терригенная сероцветная.

Венчает разрез раннефранская богутинская свита, выделяющаяся более значительной долей песчаников, наличием конседиментационных брекчий и зеленоватыми окрасками пород.

Фациальный профиль осадков серии изменчив и сочетает в себе как черты типично турбидитных ритмично-слоистых отложений, так и явные признаки молассоидных накоплений. По мнению Я.М. Гутака (1997) формирование серии происходило в режиме зарождения и начального развития Делюно-Юстыдского рифтового трога при полном отсутствии вулканической деятельности.

*Средний – поздний девон. Кызылшинская серия.* Одновременно с юстыдской, но в иных фациальных условиях (на плечах рифта в прибрежно-морской и лагунной

обстановках) отлагались осадки кызылшинской серии на одноименном поднятии. В серию входят пять непрерывно сменяющих друг друга в разрезе свит – бельгебашская ( $D_{2bl}$ ), узунтальская ( $D_{2uz}$ ), аккаинская ( $D_{3ak}$ ), туерькская ( $D_{3tk}$ ), чейбеккольская ( $D_{3cb}$ ). Первые три являются возрастными аналогами подразделений юстыдской серии. Вся толща серии характеризуется карбонатно-терригенным составом и с угловым несогласием залегает на породах даянской свиты.

Основание серии сложено повышенно карбонатными литофациями бельгебашской свиты. Породы несут в себе признаки прибрежного мелководья и карбонатного пляжа. Надстраивается разрез пестроцветной узунтальской свитой. Ее особенностью является присутствие пачек переполненных калькретами алевролитов и аргиллитов и горизонтов черных полосчатых кремней. В состав аккаинской свиты включены монотонные преимущественно зеленоцветные терригенные породы. Для туерькской свиты характерно переслаивание алевролитов, песчаников и известняков с преобладающей темно-серой окраской в низах разреза и светло-зеленовато-серыми тонами в его верхах. Венчает девонскую толщу на Кызылшинском поднятии чейбеккольская свита. Облик ее осадков определяется серыми тонами, слабой известковистостью, резким преобладанием аргиллит-алевролитовой части над песчаниковой.

*Поздний девон – ранний карбон. Кокоринский дацит-риолитовый комплекс ( $D_3 - C_1 kk$ ).*

Единственный небольшой субвулканический интрузив, отнесенный к данному комплексу, обнажен в бортах нижнего течения р. Кокоря на Кызылшинском поднятии, где прорывает и слабо метаморфизует (эпидотизация, окварцевание) отложения балхашской свиты. Массив сложен гранофировыми лейкогранит-порфирами, почти полностью лишенными цветных минералов.

*Поздний девон – ранний карбон. Караоюкский риолит-микродиорит-долеритовый комплекс ( $D_3 - C_1 k$ ).* Представлен компактным ареалом в междуречье рек Кара-Оюк - Бар-Бургазы силлов и даек долеритов, в единичных случаях микродиоритов и риолитов, прорывающих отложения барбургазинской свиты. Для всех пород характерна порфировая структура, в основных разностях распространены миндалекаменные текстуры. Долеритам свойственны повышенная щелочность калий-натриевого типа, умеренно-высокая титанистость, высокие содержания фосфора.

*Ранний карбон. Юстыдский гранит-лейкогранитовый комплекс ( $C_1 ju$ ).* Представлен группой интрузивов в восточной части площади (петротипический

Юстыдский, Гоштуозекский, Барбургазинский, Цузутусайский, Ценгесайский), прорывающих и интенсивно метаморфизирующих (ороговикование до гранат-кордиеритовой субфации, грейзенизация, пропицитизация, скарнирование, альбитизация, калишпатизация) карбонатно-терригенные отложения юстыдской серии. Все массивы сформированы одноактным внедрением расплава (интрузивно однофазны) и по сумме геолого-геофизических данных объединяются на глубине в единый плутон. Главные разновидности – лейкограниты биотитовые и биотит-мусковитовые порфиroidные - составляют более 90 % всей площади массивов. Изредка и не во всех интрузивах отмечаются гастингсит-биотитовые граниты и плагиолейкограниты. Широко развита дайково- жильная серия аплитов и пегматитов. По существующим представлениям гранитоиды комплекса кристаллизовались из анатектического расплава, сформированного за счет осадочных толщ юстыдской серии, и по сумме признаков относятся к S-типу коллизионных обстановок. Лейкогранитам присущи плюмазитовая специфика, нормальная калиево-натриевая щелочность, низкие содержания фемических компонентов.

#### *ПЕРМО – ТРИАСОВАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ*

*Поздняя пермь – ранний триас? Теректинский габбро-долеритовый комплекс (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>?t).* Комплекс включает в себя многочисленные дайки базитов, развитые в Юстыдском прогибе. Основное их количество сосредоточено на хребте Чихачева, менее распространены они на горном массиве Талду-Аир. Вмещающими являются отложения юстыдской серии и ггранитгранитоиды юстыдского комплекса. Довольно отчетливо выражена преобладающая субмеридиональная ориентировка дайковых тел. Для пород характерны хорошая раскристаллизация (до среднезернистых габбро, что отличает их от долеритов караюкского комплекса), порфиroidные структуры, частое присутствие биотита, низкая кремнекислотность, нормальная щелочность калий-натриевого типа, умеренная глиноземистость, повышенная титанистость. Вещественные особенности теректинских базитов сближают их с толеитами континентальных рифтов.

#### *ЮРСКО – МЕЛОВАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ*

*Ранняя юра. Чуйский лампрофировый комплекс (χ J<sub>1</sub> c).* Представлен дайками полевошпатовых лампрофиров, среди которых выделяются минетты (60-65 % всех тел) и керсантиты (35-40 %). Наибольшая насыщенность ими отмечается в бассейне р. Чаган-бургазы. Ориентировка и мощности тел различные. Лампрофиры прорывают практически все геологические образования района, исключая гранитоиды юстыдского

комплекса. В соотношении минетт и керсантитов на разных участках проявлена некоторая тенденция к возрастанию числа первых (увеличение калиевости лампрофиров) к юго-западной части пояса. В том же направлении растет степень лампроитовости самих минетт: повышается магниальность и снижаются глиноземистость и кальциевость. Лампроитовых составов минетты достигают в междуречье Баян-Чаган – Саржематы.

### *КАЙНОЗОЙСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС*

Образования кайнозоя представлены рыхлыми отложениями неоген – четвертичного возраста, выполняющими в основном Чуйскую котловину: аллювиально-пролювиальные, озерные, ледниковые, водно-ледниковые, озерно-ледниковые, солифлюкционные осадки.

### Глава 3. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ ЮСТЫДСКОГО ПРОГИБА

Геодинамическая и тектоническая характеристики приведены в работах Н. Берзина [1994], В. Говердовского [2002, 2010], Н. Гусева и др.

Юстыдский прогиб располагается на юго-востоке Горного Алтая и является северной частью более крупного Делюно-Юстыдского трога, большая часть которого находится на территории Западной Монголии. Делюно-Юстыдский трог представляет собой фрагмент рифтогенного тыловодужного бассейна, сформированного в обстановке растяжения и деструкции пассивной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента и трансформации ее в активную окраину Андийского типа в среднепалеозойское время ( $D_1-C_1$ ). Бассейн входил в систему субпараллельных рифтогенных зон зародившихся на гетерогенном фундаменте раннепалеозойской складчато-блоковой системы западной части Алтае-Саянской орогенной области (АСОО), в результате функционирования мантийного плюма, деятельность последнего в свою очередь контролировалась Северо-Азиатским суперплюмом. По мнению В. Говердовского, в рифтогенную область входили Новосибирский и Горловско-Зарубинский прогибы Колывань-Томской складчатой зоны, Северо- и Южно-Минусинский прогибы, а также Белоубинско-Маймырский прогиб Рудного Алтая. В нижнекарбовое время в результате тектонических движений по сдвиговым зонам глубинных разломов некогда единые бассейны были разорваны на фрагменты, которые в современной структуре АСОО рассматриваются как перекрывающиеся внутриконтинентальные комплексы рифтогенной природы. Так, в результате движений по Кузнецко-Телецко-Курайской и Чарышко-Теректинской системе сдвигов, Юстыдский бассейн был разорван на Ульмено-Лебедской, Бельгебашский и Сарасинский прогибы. Вероятно, в этот же бассейн входили Минусинские впадины. К юго-востоку фрагменты бассейна фиксируются вдоль Главного Монгольского линеамента в пределах Гоби-Алтайского террейна.

В современном коллаже тектонических структур АСОО Делюно-Юстыдский трог находится в зоне сочленения террейнов Алтая, Западного Саяна и Монголии (рис.1). На юго-западе он граничит с Холзунско-Чуйской складчатой зоной Монголо-Алтайского террейна. Границей между ними является Чарышко-Теректинский разлом. На севере и востоке прогиб по Курайской сдвиговой зоне и Кобдогольскому разлому контактирует со структурами Западно-Саянского и Ховдинского террейнов, представленными соответственно Курайским и



Могенбуренскими метаморфическими блоками (на севере), и Хархиринской складчатой зоной (на востоке). В южной части Делуно-Юстыдского трога присутствуют фрагменты Ульгийского островодужного террейна.

В геологическом строении обрамляющих Юстыдский прогиб террейнов принимают участие преимущественно метаморфизованные кембрийско-раннеордовикские турбидитные отложения, сформированные в обстановке окраинного бассейна и континентального

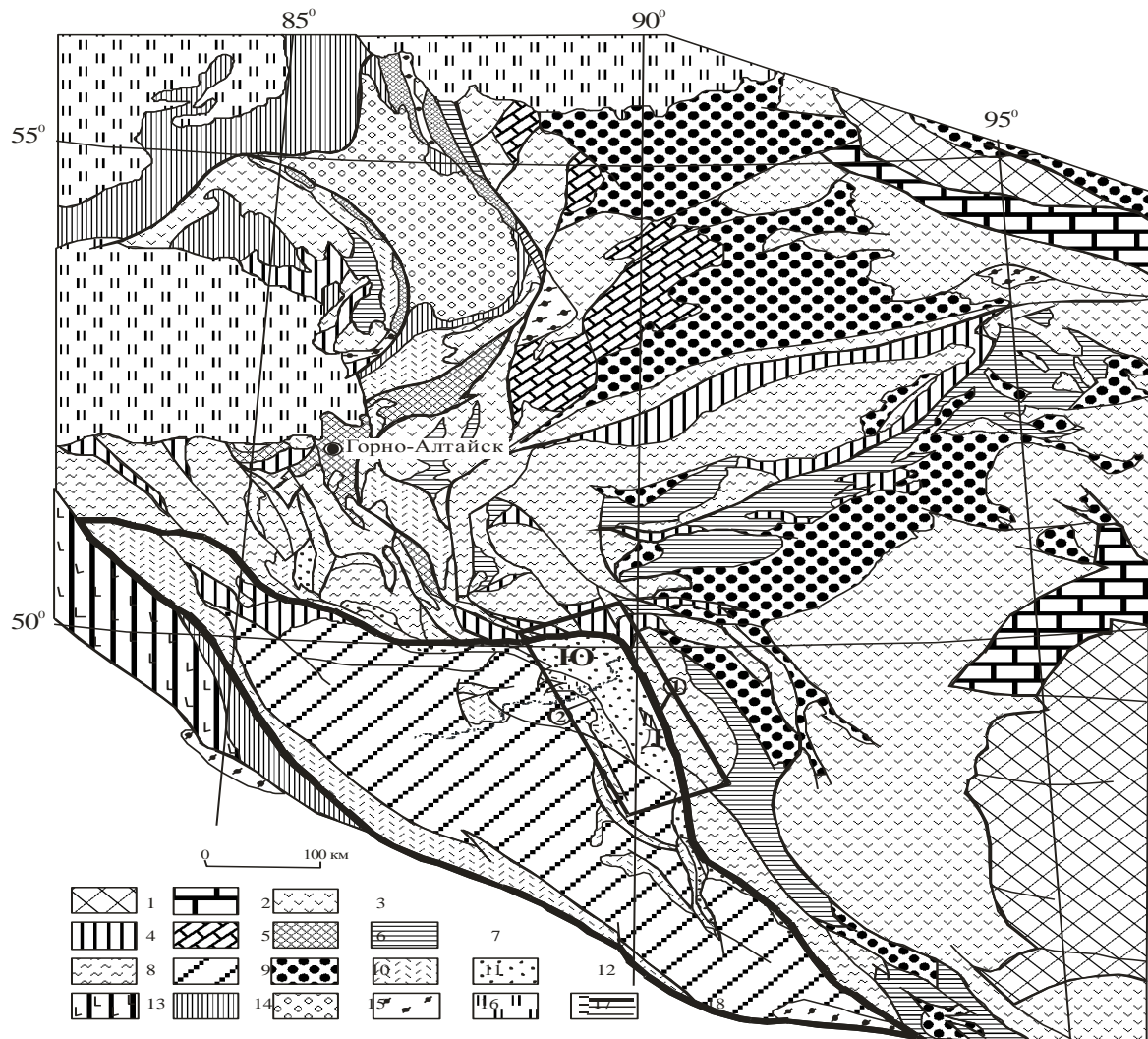


Рис.1. Положение Юстыдского прогиба в структуре Алтае-Саянской складчатой области (Берзин и др., 1994).

1 - блоки, образованные архейско-протерозойскими метаморфическими толщами, позднепротерозойскими аккреционно-островодужными комплексами и венд-кембрийскими отложениями шельфа; 2 - фрагменты позднепротерозойской пассивной континентальной окраины, сложенные метаморфическими терригенно-карбонатными толщами; 3 - венд-кембрийские осадочно-вулканогенные островодужные комплексы; 4 - комплексы венд-кембрийских аккреционных зон, местами с фрагментами офиолитов и высокобарических пород; 5 - блоки с венд-раннекембрийским карбонатным чехлом; 6 - фрагменты океанических подводных поднятий с венд-раннекембрийским кремнисто-карбонатным чехлом; 7 - области распространения позднекембрийско-силурийских морских моласс; 8 - области распространения позднекембрийско-силурийских (на севере Алтая и Салаире - до раннего девона включительно) флишеидных и шельфовых отложений; 9 - венд-кембрийские флишеидные толщи Алтае-Монгольского террейна (микроконтинента), местами перекрытые ордовикскими и силурийскими морскими молассами; 10 - раннедевонские осадочно-вулканогенные рифтогенные комплексы, перекрытые в крупных впадинах средне-позднепалеозойской континентальной молассой; 11 - ранне-среднедевонские осадочно-вулканогенные комплексы активной континентальной окраины; 12 - средне-позднедевонские песчано-сланцевые комплексы прогибов, сформировавшихся на активной континентальной окраине (Ю-Д - Делано-Юстыдский прогиб); 13-14 - поздне девонско-раннекаменноугольные комплексы; 13 - вулканических островных дуг, 14 - задуговых морских бассейнов и шельфов; 15 - позднепалеозойско-триасовая континентальная моласса Кузнецкого прогиба; 16 - метаморфические комплексы неустановленного возраста; 17 - мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 18: а - крупные зоны разломов, игравшие на завершающих этапах палеозойской истории роль сдвигов; б - прочие разломы; в - геологические границы; 19 - контур Алтае-Монгольского террейна (микроконтинента).

① Могенбуренский (1) и Толбонурский (2) разломы.

склона, в меньшей степени позднерифейско-раннекембрийские осадочно-вулканогенные образования островодужного типа, ордовикско-силурийские карбонатно-терригенные флишеидные отложения континентального шельфа и перекрывающий вулканогенно-осадочный комплекс ранне-среднедевонской вулканоплутонической ассоциации.

Кембрийско-раннеордовикские отложения турбидитного бассейна развиты в пределах всех структур, обрамляющих Юстыдский прогиб. На прилегающих к нему площадях Холзунско-Чуйской зоны турбидитный разрез имеет двухчленное строение: в нижней части преобладают монотонные зелено-серые ритмичные кварц-плагиоклазовые средне- и мелкозернистые песчаники и алевролиты катунской свиты ( $E_{2-3} kt$ ), в верхней – грубозернистые слабо сортированные осадки грауваккового состава сайлюгемской свиты ( $E_{2-3} sl$ ). Обе свиты неравномерно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации (от мета-терригенных разностей до кварц-альбит-хлорит-серицитовых сланцев), обычно интенсивно деформированы и дислоцированы, палеонтологически немые. По-видимому, формирование разреза происходило в режиме высокоплотных турбидитных потоков, характерных для подводных конусов выноса крупных рек, достигающих континентального склона. Такие конусы образуют геологические тела, соответствующие по размерам структурно-формационным зонам или даже их системам [Геодинамические реконструкции ..., 1989]. Современными аналогами могут являться конусы выноса таких рек как Амазонка, Хуанхэ, Ганг.

В пределах Курайского и Моген-Буренского блоков, а также Хархиринской зоны кембрийско-раннеордовикские осадки метаморфизованы до умеренно-низкобарических средне- и высокотемпературных гнейсово-кристаллосланцевых комплексов. Метаморфиты представлены образованиями эпидот-амфиболитовой фации: кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами с участием мигматитов, анатектических диоритов и гранитов. Напряженная складчатость в породах,

осложненная плейчатостью, отражает механизм сдвигово-тангенциальных движений вещества в метаморфических блоках.

Позднерифейско-раннекембрийский островодужный комплекс представлен карбонат-ными породами (известняки, доломиты, известково-глинистые сланцы) в виде небольших аллохтонов в Моген-Буренском блоке и вулканогенно-осадочными образованиями в Курайском.

Ордовикско-силурийские карбонатно-терригенные флишоидные отложения континентального шельфа распространены ограничено в мелких мульдах Холзунско-Чуйской зоны, трансгрессивно перекрывая турбидиты кембрийско-раннеордовикского бассейна. Отложения представлены сероцветными (тархатинская свита,  $S_{1tr}$ ) и красно-пестро-цветными (уландрыкская свита,  $D_{1ul}$ ), обломочными и органогенными разностями пород: кварцевые и полимиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты, рифогенные известняки. Комплекс осадков классифицируется как прибрежно-морская и прибрежно-континентальная молассы.

Перекрывающий вулканогенно-осадочный комплекс ранне-среднедевонской вулcano-плутонической ассоциации развит по всему обрамлению прогиба. Наиболее ярко комплекс представлен в Аксайской вулcano-плутонической структуре (ВПС) Холзуно-Чуйской зоны. Здесь эффузивные и вулканогенно-осадочные образования сгруппированы в аксайскую свиту ( $D_{1as}$ ) и совместно с субвулканическими комагматитами образуют крупную палеокальдеру. В составе свиты присутствуют трахиандезиты, дациты, риолиты, трахириолиты, преобладают кислые вулканы. Пирокластические и осадочные разности играют подчиненную роль. Субвулканические образования представлены небольшими массивами субщелочных микрозернистых лейкогранитов (Аксайский, Уландрыкский, Сар-Гобинский), дайками трахириолитов, Чаган-Бургазинским массивом и дайками низкощелочных лейкогранитов и риолитов. Почти все разновидности прорывают покровные фации вулкаников. Вся вулcano-плутоническая ассоциация формировалась в континентально-рифтогенной обстановке [ Говердовский, 2002 ].

В северном обрамлении Юстыдского массива вулканогенно-осадочный комплекс ранне-среднедевонской ассоциации представлен фрагментами узких тектонических блоков, отделяющих прогиб от Курайского и Моген-Буренского блоков. Здесь выделяются талдыдюргунская ( $D_{1td}$ ) и аксайская ( $D_{1as}$ ) свиты. Первая сложена темно-серыми, зеленоватыми и вишнево-фиолетовыми андезито-базальтами и андезитовыми порфиритами, кластолавами такого же состава с прослоями черных

псаммитовых тейфroidов, вторая – эффузивно-обломочными образованиями: агломератовыми, псефитовыми туфами, кластолавами и лавами дацит-риолитового состава. По петрохимическим характеристикам и микроэлементному составу вулканисты талдыдюргунской свиты соответствуют рифтогенным магматитам известково-щелочной серии в тылах активных континентальных окраин [Говердовский, 2002].

***Юстыдский прогиб.*** Значительная часть прогиба выполнена сероцветно-черносланцевым терригенным комплексом юстыдской серии среднего - верхнего девона, с угловым несогласием залегающего на размытой поверхности ранне-среднедевонской вулканогенно-осадочной ассоциации. В плане прогиб имеет изометричную форму диаметром 60-80км и представляет собой сравнительно небольшую, но глубокую впадину. В современной структуре прогиба наблюдается постепенное погружение девонских отложений от западного борта к восточному. Вероятно, это отражает первичную асимметрию прогиба с пологими западными и крутыми восточными бортами. Центральная часть прогиба прорвана цепочкой гранитных массивов Юстыдского комплекса, выходящими на поверхность или не вскрытых эрозией. Существование последних определяется по геофизическим данным (гравиметрическим, магнитным, гамма-спектрометрическим; примеры - горный массив Талдуаир; не вскрытый шток в низовьях руч. Пограничный и др.). Все массивы представляют собой единый батолит на глубине.

Девонский терригенный комплекс характеризуется линейной складчатостью, сформированной в результате внедрения гранитных тел. Складки имеют север-северо-западное и субширотное (70-80°) простирание, совпадающее с простиранием контактов гранитных массивов. Падение пластов на крыльях от 40 до 80°, размах крыльев складок от 2 до 3-4 км, протяженность во много раз большая. Складки характеризуются широкими замками и постоянной ундуляцией осевой поверхности. На крыльях некоторых складок развивается складчатость II порядка, связанная с механизмом надвиговых движений при внедрении гранитных массивов. Как будет показано ниже, эта складчатость определяла развитие трещиной тектоники, благоприятной для образования рудных жил и штокверков с сереборудной минерализацией.

*Характеристика девонского терригенного комплекса.* Девонский терригенный комплекс вмещает основные рудно-магматические элементы района и в значительной степени определяет его металлогенический облик.

В составе девонского осадочного комплекса выделяются три свиты: ташантинская (D<sub>2th</sub>), барбургазинская (D<sub>2bb</sub>) верхнеживетского подъяруса, и богутинская (D<sub>3bg</sub>) нижнефранского подъяруса [Гутак, Говердовский, 1987]. Свиты представлены преимущественно серыми, темно-серыми, зеленовато-серыми известковисто-глинистыми алевролитами и песчаниками с подчиненными линзовидными прослоями тонкозернистых известняков, мергелей и редкими горизонтами конседиментационных брекчий. Для всего разреза характерно монотонное переслаивание перечисленных пород с элементами ритмичности. Более черносланцевый облик имеет ташантинская свита, представленная преимущественно черными пиритизированными алевролитами. Барбургазинская и богутинская свиты имеют сероцветный облик, обусловленный чередованием в разрезе серых песчаников и темных алевролитов. Обильные органические остатки свидетельствуют о живетско-франском возрасте. Общая мощность терригенного комплекса оценивается нами в 4-6 км. Породы серии прорваны дайковыми телами, преимущественно, основного состава и интрузиями кислых гранитов. Магматические породы относятся к различным формационным типам и отражают различные геодинамические обстановки, существовавшие в ходе эволюции Юстыдского прогиба.

Основные разности пород терригенного комплекса (песчаники, алевролиты) состоят из обломков минералов (кварц, плагиоклаз, мусковит) и пород. Количество последних достигает 10-15%; представлены они средними и кислыми эффузивами, хлорит-серицитовыми сланцами, кристаллосланцами. Постоянно в них присутствуют зерна турмалина, апатита, монацита, пироксена, циркона, ильменита, магнетита, рутила, пирита. Цемент смешанного типа: пленочно-поровый в сочетании с базальным, по составу глинистый и карбонатно-глинистый, раскристаллизован с образованием тонкочешуйчатого агрегата, преимущественно, биотит-серицитового состава с примесью хлорита, кальцита, сидерита. В цементе присутствует примесь углефицированного вещества в виде линзочек фюзенизированных растительных волокон и мелкая сыпь пирита (до 2-5%), которая в среднезернистых песчаниках наблюдается визуально с размером отдельных кристаллов до 0,3 мм. Кальцит, сидерит и пирит местами образуют линзочки. Пирит и сидерит иногда окислены и представлены гидрогетитом и лимонитом. Оба минерала являются индикаторами физико-химических условий среды осадконакопления [Тугаринов, 1973], которая рассматривается как слабовосстановительная (Eh - 50-200мв); по показателю pH - нейтральная - слабощелочная (7,0-7,2).

Состав обломочного материала, степень его окатанности и размер обломков свидетельствует о незначительном расстоянии переноса материала, источником которого являлись породы ранне-среднедевонской вулканогенно-осадочной ассоциации и метаморфические сланцы, кристаллосланцы кембрия – раннего ордовика. Это подтверждается и характером корелляционных связей химических элементов: устанавливаются металлогенические черты ранне-среднедевонских вулканогенных образований, проявленные положительной корелляцией Pb-Zn, Zn-Ga, Cu-Mo, и металлогенические особенности кембро-ордовикских метаморфических толщ – Cr-Ni-V, V-Ba. О незначительной транспортировке обломочного материала свидетельствует также слабая дифференциация осадков в химическом отношении. С генетической точки зрения они относятся к прибрежно-морским образованиям холодного и умеренного климата и классифицируются как граувакки, полимиктовые алевролиты и песчаники с глинистым цементом. Обращает на себя внимание более широкое содержание Na в алевролитах в сравнении с песчаниками, что объясняется «черносланцевым» характером алевролитов и в целом соответствует черным (углистым) сланцам по Ф.Дж. Петтиджону [1981].

Геохимические особенности девонского терригенного комплекса, которые в значительной степени определяли металлогенический облик рудного района, приведены в таблице 2 в сравнении с кларками для осадочных пород по А.П.Виноградову, К.Таркяну и К.Ведеполу [Краткий справочник ...,1977]. Из таблицы видно, что судить об обогащенности или обедненности осадочной толщи тем или иным элементом очень трудно. С нашей точки зрения, наиболее целесообразно провести сравнение содержаний элементов с углистыми хондритами, с тем, чтобы показать степень геохимической дифференциации осадочных пород и возможность заимствования из них некоторых элементов. Анализируя рисунок 3, можно предположить, что при всех равных условиях рудообразующего процесса (интенсивность и длительность гидротермально-метасоматического преобразования исходных пород), при заимствовании элементов из пород, наиболее вероятно образование руд с высокими концентрациями Pb, Ag, Sn, В (элементы Y, Yb, Zr, Nb, La, Ce более инертные). В то же время возникновение минерализации с большими концентрациями Co, Cu, Zn, Ni, Au маловероятно, возможны месторождения с небольшим содержанием этих металлов (бедные руды). Следует отметить, что под энергетическим воздействием интродуцировавших девонские осадки гранитных массивов, на стадии позднего диагенеза, происходила перекристаллизация и

перераспределение вещества внутри осадочной толщи. В результате возникали пачки интенсивно графитизированных и сульфидизированных пород (преимущественно углистые алевролиты) с повышенными содержаниями As, Sb, Cu, Pb, Ag и других металлов. Такие пачки вполне могли быть источником этих металлов в рудах.

Венчают разрез прогиба образования молассоидного типа аржанской свиты нижней юры, с угловым и стратиграфическим несогласием залегающие на девонском терригенном комплексе. Они слагают тектонический клин вдоль северной периферии прогиба, в верховьях р. Карагай. Образования свиты представлены моноклиальной пачкой, сложенной переслаивающимися черными углистыми алевролитами, серыми грубозернистыми песчаниками и серыми, темно-серыми полимиктовыми, плохо сортированными конгломератами. В гальке последних устанавливаются, метаморфические и метасоматические породы экзоконтактовых зон гранитных массивов - роговики, турмалиниты, осадочные породы девона. Мощность молассоидов не превышает 700 м. Магматические образования в пачке отсутствуют. Возраст устанавливается по растительным остаткам.

## **Глава 4. МАГМО-РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЮСТЫДСКОГО ПРОГИБА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ**

Комплексных МРМС на данной площади нами выделяется несколько, в которых совмещены различные металлы. К таким МРМС отнесены: Каракульская, Уландрыкская, Рудного Лога, Южно-Коксаирская.

### **4.1. Каракульская система**

В многоэтапных месторождениях нередко формируются комплексные руды, в которых промышленное значение имеют несколько компонентов, что повышает их ценность и значимость. Каракульское месторождение локализуется в районе, где наблюдалось неоднократное совмещение и наложение разновозрастных этапов магматизма и оруденения, связанного с различным по кремнекислотности и глубинности формирования магматизмом: грейзеновое и жильное вольфрамитовое, оловянное, молибденовое, жильное квар-альбит-шеелитовое, арсенидное медно-кобальтовое, жильное свинцово-цинковое, сульфоарсенидное никель-кобальтовое, серебряно-сульфосольное и ртутное. Большинство месторождений характеризуется комплекс-ными рудами, в которых промышленное значение обычно имеют несколько компонентов. Промышленно значимыми в Юстыдском РУ являются крупные месторождения: Cu-Bi-Co-W Каракуль (Россия) и Sb-Ag - Асгат (Монголия) (рис.1).

Ранее Каракульское месторождение считалось по составу медно-кобальт-висмут-вольфрамовым объектом, кобальтовые руды которого связывались парагенетически с долеритами караюкского комплекса. В последнее время нами более детально изучены метасоматиты и вещественный состав руд этого объекта. Это изучение показало, что в формировании рудной зоны месторождения принимают участие ранее не описанные кварц-апатит-биотитовые и актинолитовые метасоматиты, а также минерализация редкоземельная и никелевая сульфоарсенидная, которые значительно усложняют это месторождение и расширяют его перспективы.

Приведенные данные не вызывают сомнений в актуальности проведенного всестороннего изучения Каракульского месторождения.

*Геологическое строение месторождения, рудогенерирующие магматиты, рудоносные зоны*

Юстыдский редкометально - благороднометальный рудный узел (РУ) на юго-востоке Горного Алтая приурочен к коленообразному изгибу Юстыдского (Делюно-Юстыдского) прогиба, выполненного верхнеживетско-франскими терригенными



отложениями юстыдской серии. Магматические образования представлены догранитным караюкским силлово-дайковым риолит-долеритовым комплексом, юстыдским гранит-лейкогранитовым комплексом и постгранитными дайковыми комплексами: чуйским лампрофировым и теректинским долеритовым. Границы рудного узла контролируются контактовым ореолом (роговиками) гранитов юстыдского комплекса. *Каракульское месторождение* локализуется в зоне контакта терригенных образований барбургазинской и богутинской свит, прорванных гранитоидами юстыдского комплекса и дайками долеритов и долеритовых порфиритов караюкского и терехтинского мезозойского комплексов. Пространственно оруденение связано с гранитоидами Барбургазинского массива (Бедарев, 1998). А.С.Борисенко, В.И.Лебедев, В.Г.Тюлькин (1984) склонны говорить о парагенетической связи кобальтового оруденения с долеритами даек мантийной щёлочно-базальтовой магмы мезозойской активизации. Интрузивные образования представлены небольшим телом гипабиссальных гранитоидов и дайковыми образованиями.

Тело гипабиссальных гранитоидов выходит в северо-восточной части месторождения и, по-видимому, является крупной апофизой Барбургазинского гранитного массива юстыдского комплекса. Апофиза имеет вытянутую форму размером 500×100 м и ориентирована в меридиональном направлении. Центральная часть сложена порфиroidными гнейсо-гранитами, состоящими из микроклина плагиоклаза, кварца и роговой обманки. В эндоконтактной части увеличивается роль полевых шпатов. Структура пород крупнозернистая, текстура порфиroidная. Контакты тела гранитов с вмещающими породами подсорваны, крутопадающие (80-85°) и относятся к разломам взбросовой кинетики. Граниты фиксируются локальной отрицательной магнитной аномалией.

В составе юстыдского комплекса в настоящий момент выделяются две фазы внедрения. Первая фаза включает рапакивиподобные высококалиевые меланограниты и лейкократовые граносиениты, во вторую фазу объединены биотитовые и двуслюдяные порфиroidные высококалиевые лейкограниты; в составе жильной фации рассматриваются аплиты, пегматиты и пегматоидные граниты. Наряду с тем, многие исследователи считали массивы комплекса однофазными, но полифациальными с грубозональным строением. Так, зональность *Юстыдского* массива выражена в распределении кремнезема с концентрацией более меланократовых разностей гранитов в центральных частях интрузии, а более лейкократовых – по периферии и в эндоконтактах массива, где локально развиты ультракислые низкощелочные

плагиограниты, являющиеся, вероятней всего, метамагматическими образованиями. Контактные изменения проявлены в образовании широкого (более 1 км) ореола плагиоклазовых и кордиеритовых, кварц-биотитовых и амфибол-эпидотовых роговиков. Широко проявлены процессы турмалинизации, локально развиты скарнирование, грейзенизация и окварцевание.

Рапакивиподобные амфибол-биотитовые граниты и меланограниты развиты в пределах массивов данного комплекса очень ограниченно и, по данным В.И.Крупчатникова, слагают небольшие участки среди биотитовых лейкогранитов и имеют с ними постепенные фациальные переходы, концентрируясь в эндоконтактной части Юстыдкого и Богутинского массивов, а в последнем – слагая мелкие "пятна" в его центральной части, при этом появление роговой обманки фиксируется только под микроскопом. По данным Л.А. Михалевой, "пятна", сложенные рапакивиобразными порфиroidными роговообманково-биотитовыми гранитами, приурочены к эндоконтактам массивов и содержат многочисленные ксенолиты диоритоподобных, в различной степени преобразованных основных пород. Они характеризуются крайней неоднородностью строения, пятнистостью, гранобластовыми, порфиробластовыми и пегматоидными структурами. Амфибол в данных породах присутствует в очень небольших количествах и, по данным В.А. Говердовского [1], представлен гастингситом. В целом, рапакивиподобные амфиболсодержащие граниты по составу существенно не отличаются от биотитовых лейкогранитов и, вероятно, представляет собой, как и эндоконтактные плагиограниты, контаминированные разности или метамагматические образования.

Основной объем массивов юстыдского комплекса сложен порфиroidными биотитовыми и мусковит-биотитовыми лейкогранитами с фенокристаллами калишпата, представленного микроклином и пертитом, и, реже, плагиоклаза, нередко апозонального с олигоклазовым ядром и альбитовой оторочкой. Характерно обрастание калишпата альбитом с образованием овоидов, размер которых достигает 6-7 см. Биотит часто замещается мусковитом, хлоритом и, по данным В.А. Говердовского, по составу близок к сидерофиллиту. Основная масса пород имеет обычно гранитовую, гранулитовую, участками аллотриоморфнозернистую и гранофировую структуры. Характерен широкий набор акцессорных минералов, среди которых доминируют ильменит (резко преобладает над магнетитом), циркон, монацит, турмалин, флюорит, сфен, апатит, арсенопирит, иногда присутствует гранат, топаз, ксенотим, барит.

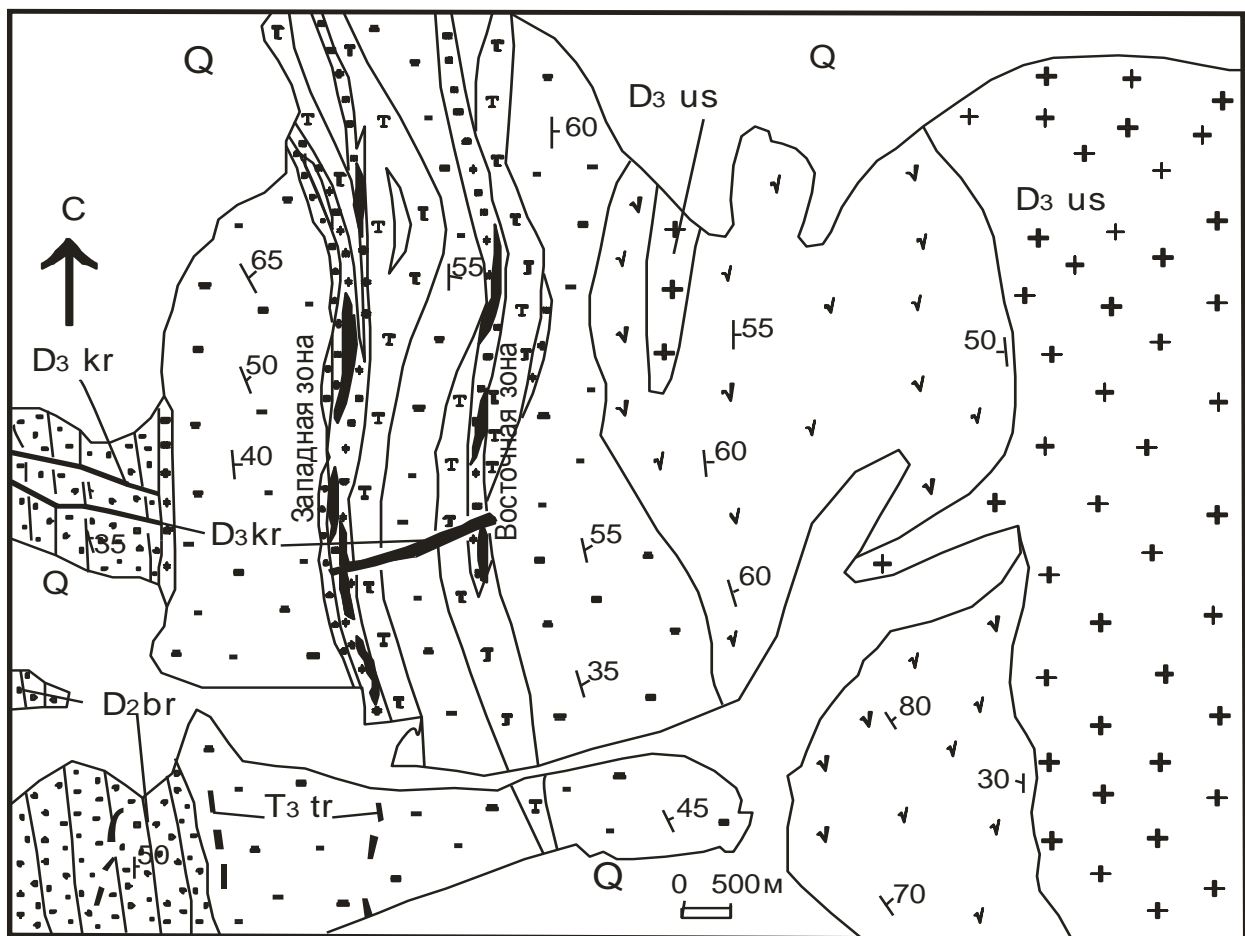
Петрохимически структурные разновидности биотитовых лейкогранитов

главной фазы существенно не различаются между собой и характеризуются пересыщенностью глиноземом и заметным преобладанием калия над натрием при повышенной железистости (что фиксируется и для составов биотитов) и общей щелочности с принадлежностью как умеренно-щелочной, так и известково-щелочной серии. При этом средние значения суммы щелочей и для лейкогранитов ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,75\%$ ), и для амфибол-биотитовых меланогранитов первой фазы ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,82\%$ ) располагаются в поле составов пород нормальной щелочности. Повышенные коэффициенты калиевости (0,54) и глиноземистости (1,05) при относительно низких значениях апгаитности (0,78-0,81), известковистости (0,09, в меланогранитах – 0,15) и окисленности железа (0,25), а также концентрации ряда редких элементов: Rb (266 г/т), Sr (117 г/т), Nb (19 г/т), Zr (169 г/т), Ga (16 г/т) сближают данные лейкограниты с породами слабодифференцированной салической высокоглиноземистой гранитоидной серии S-типа, в то же время высокая железистость (0,76), повышенные содержания иттрия, церия, лантана, фтора (0,15%, в меланогранитах – 0,34%), определенные минералогические особенности придают им некоторые черты анорогенных гранитов. По данным В.А.Говердовского и С.Н.Руднева, гранитоиды Юстыдского и Тоштуозекского массивов близки геохимическому типу плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, при этом характер распределения РЗЭ позволяет высказать заключение о метасоматически-анатектической природе гранитоидов. Фиксируется значительное обогащение редкоземельными элементами эндо- и экзоконтактных фаций. Редкометальный индекс (по Таусону) варьирует от 960 в рапакивиподобных гранитах и 1600 в породах главной фазы до 5000 в породах эндоконтакта, в то же время на тройной диаграмме Rb/30 – Ta\*3 – Hf (по Харрису, Пирсу, Тиндлу) фигуративные точки юстыдских гранитоидов главной фазы располагаются в поле подкоровых коллизионных гранитов, а рапакивиподобных гранитов – в поле островодужных гранитоидов [Туркин, Федак, 2008].

Дайковые породы представлены долеритами и долеритовыми порфиритами, которые выделяются в караюкский догранитный (D<sub>3</sub>) и терехтинский постгранитный (T<sub>3</sub>) комплексы (рис.2).

Дайки караюкского комплекса широко распространены к югу от месторождения в междуречье Барбургазы - Караюк и представлены долеритовыми порфиритами, андезибазальтами, реже андезидацитовыми порфиритами и риолитами. В пределах месторождения к этому комплексу относится дайка долеритового порфирита, вскрытая на поверхности канавой № 40 в центральной части

месторождения и на горизонте штольни – южным штреком. Рассечками и скважинами дайка прослежена в западном направлении на 40 м. без признаков выклинивания. Мощность дайки около 3 м., контакты с вмещающими породами чёткие вертикальные. Ориентировка дайки широтная. Порода тёмно-серая с зеленоватым оттенком, структура мелкокристаллическая, текстура массивная, местами до порфировой (за счёт мелких порфировых выделений плагиоклаза). В шлифах обнаруживается диабазовая, порфиридная структура – в основной ткани – в массе плагиоклаза расположены зёрна пироксена. Минеральный состав (%): плагиоклаз – 50, пироксен – 30, магнетит- 15, биотит- 5, кварц до 1. Из аксессуаров присутствует лейкоксенизированный сфен. Рудная минерализация, представленная медно-кобальтовой арсенидной минерализацией месторождения, наложена на дайку: кварц-сульфидные жилы с пирротинном, глаукодомом, кобальтином, арсенопиритом пересекают дайку. Местами наблюдается эффект экранирования – увеличение гнездовой вкрапленности указанной ассоциации сульфидов и ориентировка их вдоль контакта дайки.



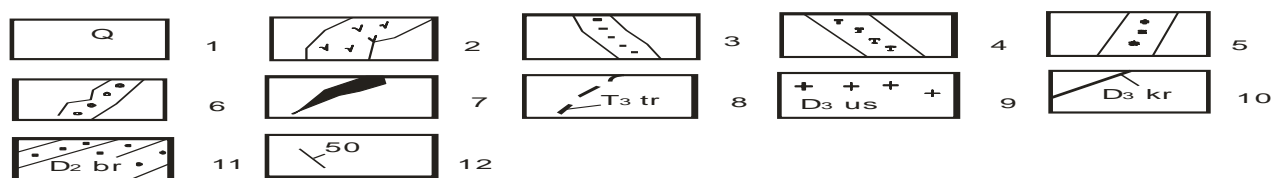


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Каракульского месторождения (составлена с использованием материалов В.А. Говердовского, В.И. Крупчатникова)

1-нерасчленённые образования квартера; 2-породы амфибол-роговиковой фации; 3-породы мусковит-роговиковой фации; 4 - турмалинизированные породы; 5 - рудовмещающие кварц-турмалиновые метасоматиты; 6- кварц-апатит-биотитовые метасоматиты с никелевой минерализацией; 7- рудные тела с кобальтовым и никелевым оруденением; 8- дайки долеритов теректинского комплекса; 9- гранитоиды юстыдского комплекса; 10- дайки караюкского комплекса; 11- неизменные осадочные породы барбургазинской свиты; 12- элементы залегания пород и падения контактов гранитного массива.

Ориентировка постгранитных даек субмеридиональная ( $350-10^\circ$ ), падение юго-восточное под углами  $60-70^\circ$ , мощность 1-2 м. Это долеритовые порфириды тёмно-зелёного цвета, мелкозернистой структуры с отчётливыми лейстами плагиоклаза. Текстура массивная. Под микроскопом наблюдается субофитовая микроструктура. Минеральный состав (%): плагиоклаз (лабрадор) – 50, пироксен (авгит) – 30-40, кварц – 1. Аксессуары – магнетит и пирит (до 2-3%).

Первичные минералы в значительной степени замещены вторичными: по пироксену развивается уралитовый амфибол, эпидот, хлорит; плагиоклаз пелитизируется, эпидотизируется. Химический состав интрузивных пород Юстыдского комплекса представлен в табл.2.

Таблица 2

Средние составы интрузивных пород различных комплексов Юстыдского рудного узла (по Хромову)

Компоненты	Бугузунский	Караюкский			Юстыдский		Терект.	Чуйский
	Граниты	Долерит. порфириды	Андезит-базальты	Риолит-порфиры	Граниты	Аплиты	Долериты	Минетты
	N=9	N=36	N=4	N=1	N=40	N=9	N=24	N=5

SiO <sub>2</sub>	72,31	45,65	53,28	72,98	74,22	74,70	47,92	52,59
TiO <sub>2</sub>	0,35	2,24	2,74	0,16	0,22	0,20	1,80	1,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,56	16,02	15,96	14,34	12,28	12,69	15,5	14,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	2,75	0,54	1,03	0,35	0,61	2,33	3,76
FeO	1,84	8,17	4,76	0,95	2,0	1,51	8,81	3,29
MnO	0,05	0,25	0,10	0,13	0,04	0,04	0,22	0,12
MgO	0,60	7,05	6,45	0,60	0,39	0,31	7,68	5,53
CaO	1,25	7,00	10,09	1,40	1,58	1,07	9,20	5,84
Na <sub>2</sub> O	3,14	2,89	3,30	1,45	3,07	3,32	2,28	2,34
K <sub>2</sub> O	4,74	2,08	0,91	3,40	5,06	4,84	1,14	6,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,57	0,38	0,04	0,05	0,07	0,26	1,11
ппп	0,73	4,57	1,35	2,65	0,38	0,58	2,33	3,58
Σ	99,70	99,25	99,86	99,13	99,64	99,94	99,47	99,93

Стратифицированные породы девона в значительной степени изменены процессами метаморфизма и метасоматоза. В пределах рудной зоны породы претерпели интенсивные околорудно-метасоматические изменения, которые выразились в турмалинизации, окварцевании, сульфидизации, хлоритизации, наличии карбонатных и железисто-карбонатных прожилков и жил. Наиболее четко выраженными и рудоконтролирующими являются разрывные нарушения субмеридионального направления, падающие обычно под углами 40-80° на восток и представляющие собой системы сближенных зон дробления, интенсивной трещиноватости. На месторождении выделяется несколько рудных зон.

Наиболее перспективной является Западная рудная зона, протяженностью свыше 3,5 км. Глубина распространения оруденения достигает 500 м. В 300 м к востоку находится Восточная зона. Менее изученными являются Малахитовая, Юго-Западная и Северо-Восточная зоны.

Западная рудная зона прослежена на 3,5 км и представлена серией сближенных субпараллельных зон дробления, интенсивной трещиноватости и гидротермально-метасоматической проработки пород. Мощность зон дробления колеблется от первых метров до 30., протяжённость до 1500 м. Падение их в целом восточное под углами 50-75°.

Восточная зона расположена в 300 м к востоку от Западной. Протяжённость её составляет 2,2 км, общая мощность достигает 120 м. По строению она аналогична Западной.

Протяжённость пластообразных тел достигает 100-140 м, по падению – 160 м. Мощность их колеблется от десятков сантиметров до 2-2,5 м

Руды, слагающие пластообразные тела, характеризуются густовкрапленной брекчиевидной текстурой и мелко-, тонкозернистой структурой. В составе руд преобладают пирит и пирротин, образующие сплошные массы с включениями вмещающих пород. Сульфиды железа сопровождаются светло-серым и серым полупрозрачным кварцем в виде вкрапленности и гнёзд. Размеры зёрен от долей мм до 4-5 мм. Размеры гнёзд кварца до 1,5- 2 см, иногда больше. В пирит-пирротиновой массе различаются халькопирит, глаукоdot, кобальтин, арсенопирит, шеелит. Эти минералы присутствуют в виде редких тонких (от долей мм до первых мм) коротких ветвящихся прожилков, мелких гнёзд, вкрапленности. Распределение указанных рудных минералов неравномерное. Иногда встречаются прожилки более позднего пирита, выполняющего трещины в пирит-пирротиновой массе. Этот пирит обладает более совершенными кристаллографическими формами и образует кристаллы размером до 1,5 мм. Под микроскопом массивные руды обнаруживают петельчатую, зернистую, аллотриоморфнозернистую, иногда зонально-колломорфную структуры.

Главными рудообразующими минералами являются пирротин (от первых процентов до 90%), пирит (от первых процентов до 70%), марказит (до 25%) глаукоdot (от долей процентов до 10%), халькопирит (до 15-20%), арсенопирит (до 20%), кобальтин (до 1-2 %). Постоянно присутствуют также в количествах менее 1 % висмутин, самородный висмут, шеелит, халькозин, ковеллин, гётит-гидрогётит. Иногда встречаются сфалерит, вольфрамит, борнит.

На месторождении выявлено около 30 рудных тел мощностью от 1 до 23 м, протяженностью до 700 м. Рудные тела представлены тектоническими брекчиями терригенных пород, сцементированных хлорит-турмалин-кварцевым агрегатом. Полезными компонентами кроме кобальта, висмута, меди, вольфрама являются также золото и серебро.

### *Морфологические типы руд*

В процессе поисковых работ в Западной зоне установлено 24 крутопадающих (50-70°) рудных тела горизонтальной мощностью от 1 до 23м (среднее 5,1) с содержанием Со от 0,03 до 0,48% (среднее 0,21), висмута от 0,02 до 0,36% (среднее 0,11), меди от 0,08 до 1,3%(среднее 0,56), триоксида вольфрама от 0,01 до 0,31% (среднее 0,12). Среди этих тел обособляются следующие морфологические типы.

Пластообразные тела – вскрыты на горизонте 2576,6м стволом штольни, а также штреками «Северный» и «Южный». Протяженность пластообразных тел достигает по простиранию 100-140м, по падению 160м. Мощность колеблется от десятков сантиметров до 2-2,5м. Простирание субмеридиональное (в пределах 350-0°), падение восточное под углами 50-70°. Пластообразные тела имеют постепенные переходы через зону прожилкования и вкрапленности во вмещающие породы. Отмечаются также и резкие контакты с вмещающими породами, обусловленные трещинной тектоникой.

Макроскопически руды пластообразных тел характеризуются массивной, густовкрапленной, брекчиевидной структурой и тонкозернистой структурой. В составе их преобладают пирит и пирротин, образующие сплошные массы с включениями вмещающих пород. В пирит-пирротиновой массе визуальнo различаются также халькопирит, глаукодот, кобальтин, арсенопирит, шеелит. Они присутствуют в виде редких тонких (от долей до первых мм) коротких ветвящихся прожилков, мелких гнезд. Распределение этих минералов неравномерное.

Содержание пирротина достигает 90%, пирита до 70%, марказита до 25%, глаукодота от долей до 10%, халькопирита -15-20%, арсенопирита до 20%, кобальтина до 1-2%. В количестве до 1% постоянно присутствуют: висмутин, самородный висмут, шеелит, халькозин, ковелин, гётит-гидрогётит. Иногда встречаются сфалерит, вольфрамит, борнит.

Из нерудных минералов в массивных рудах преобладают слюды, кварц, турмалин, хлорит, полевые шпаты. Встречаются также актинолит, апатит, сидерит.

Участки прожилкового орудененияслагают второй морфологический тип рудных тел. Протяженность их по простиранию порядка 400м, мощность колеблется в пределах от 1-2 до 5-10 м. Они обрамляют пластообразные рудные тела как по простиранию, так и по падению и являются как бы продолжением пластообразных рудных тел.

Слагаются эти руды многочисленными жилами и прожилками пирит-пирротинового состава мощностью от долей мм до 10-15см. Протяженность их по



простирацию от десятков см до нескольких метров. При сгущении тонких прожилков они иногда образуют штокверки.

Границы участков прожилкового оруденения нечеткие и характеризуются постепенным уменьшением количества рудных прожилков в направлении экзоконтакта.

Минеральный состав прожилковых руд такой же, как у массивных руд и отличается лишь количественным соотношением минералов и текстурно-структурными особенностями. Здесь отмечаются прожилковая, брекчиевая и вкрапленная текстуры и мелкозернистая структура.

Участки вкрапленных руд слагают третий тип рудных тел. Они наименее изучены, так как вследствие схожести с вмещающими породами выявление их затруднено. Макроскопически это ороговикованные алевролиты и песчаники, либо турмалин-кварцевые метасоматиты, содержащие тонкую, иногда с трудом различимую вкрапленность рудных минералов (примерно 15-20%).

Распространены они в основном в виде оторочек вокруг прожилковых и массивных руд и имеют мощность от первых десятков сантиметров до первых метров. Внешние границы их представляют собой постепенные переходы и устанавливаются лишь по результатам анализа проб. Протяженность по простиранию этих участков не установлена. Наиболее интенсивное оруденение этого типа выявлено в кваршлагге 3 (интервал 19,6 – 23м).

Именно в этом типе руд и обнаружены нами ранее не изученные кварц-апатит-биотитовые метасоматиты и прожилково-вкрапленное никель-арсенидное оруденение. Следует указать, что в составе метасоматитов и прожилково-вкрапленных руд значительным распространением пользуется редкоземельный апатит, в ассоциации с которым отмечается вкрапленность ортита. Эта ассоциация минералов является также новым типом редкоземельной минерализации. Тесная пространственная связь указанных метасоматитов и руд свидетельствует об их сближенности по времени образования.

**Восточная рудная зона** изучена с поверхности канавами и на глубину единичными скважинами. Не окисленные руды пересечены лишь одной скважиной №37. По полученным данным морфология рудных тел этой зоны аналогична морфологии тел описанной Западной зоны. Однако минеральный состав рудных тел Восточной зоны несколько отличается от состава тел Западной. Кроме характерных для последней пирротина, пирита, марказита, халькопирита, глаукодота, кобальтина и

других минералов здесь более заметную роль играют сфалерит и галенит. Содержание рудных минералов достигает 40-50%. Содержание кобальта, висмута и меди по скважине №37 составляет соответственно 0,30; 0,23; 0,28.

Малахитовая, Юго-Западная и Северо-Восточная рудные зоны опробованы отдельными маршрутами и единичными канавами. В зоне окисления их установлены повышенные концентрации редких и благородных металлов.

Зона окисления. В пределах месторождения зона окисления первичных руд развивается на глубину до 50-60 м от поверхности. Продукты окисления представлены минералами, характерными для зон вторичного сульфидного обогащения: ковеллином, халькозином, лимонитом, борнитом, малахитом и др. В окисленных рудах содержания полезных компонентов на порядок меньше, чем в неокисленных, в связи с чем, они не представляют практического интереса на кобальт, вольфрам, медь, висмут. Однако, кора выветривания требует переопробования на редкие земли на предмет выявления нетрадиционного редкоземельного оруденения, связанного с корами выветривания по гранитоидам и вулканитам, содержащим повышенные концентрации редких земель, а также с линейными корами выветривания, которые возможно образуются по гидротермальным образованиям и метасоматитам с изначально высокими концентрациями РЗЭ. Такому условию отвечают линейные коры выветривания по рудным зонам месторождения Каракуль, где развиты редкоземельные апатит, монацит, ортит.

Развитие зоны окисления наблюдается не повсеместно: наиболее ярко она проявлена на возвышенных участках рельефа и практически отсутствует в отрицательных формах рельефа, заполненных, как правило, моренными промороженными отложениями.

#### *Метасоматиты*

До последнего времени считалось, что основными метасоматитами являются турмалиниты. Однако нашими работами установлено, что до турмалинитов сформировался более ранний метасоматический агрегат *кварц-биотитовый*, который парагенетически связывается с догранитными дайками долеритов караюкского комплекса.

Наиболее ранним является дорудный *кварц-биотитовый агрегат*, представленный, преимущественно, типоморфными для этого агрегата кварцем и биотитом, к которым добавляются в переменных количествах хлорит, актинолит, тремолит, альбит, апатит 1 генерации. Местами в этом агрегате отмечаются единичные

выделения турмалина и сфена. В брекчиевых рудах на контактах обломков изменённых алевролитов и цемента, представленного различными жильными минералами, наблюдается образование, преимущественно, биотита, тремолита, актинолита или хлорита в ассоциации с альбитом и кварцем 1 генерации. Общая последовательность кристаллизации минералов по характеру границ и коррозионным взаимоотношениям индивидов представляется в следующем виде: кварц 1 – (биотит, актинолит, тремолит) или хлорит, альбит в ассоциации с апатитом 1 и турмалином 1.

Кварц 1 генерации наблюдается в виде изометричных зёрен с формированием гетерогранобластовой микроструктуры (с размером зёрен от 0,1 до 0,5 мм) или стебельчатых выделений (размерами от 0,02×0,2 до 0,05×0,6 мм). Как правило, ранний кварц несёт следы дробления, давления и обладает волнистым и блоковым погасанием и часто содержит обильные газовой-жидкие включения размерами в несколько десятков микрон, отчего поверхность зёрен кварца 1 генерации кажется «запылённой». Местами в составе сложных включений отмечаются не идентифицированные твёрдо-фазовые включения. Кварц 1 корродируется биотитом, актинолитом, тремолитом, апатитом, турмалином. При этом изредка в кварце 1 генерации наблюдаются удлинённо-призматические выделения турмалина ранней генерации.

Биотит образует чешуйчатые выделения размерами от 0,1 до 2 мм с совершенной спайностью, заметно плеохроирующий от почти бесцветного до светло-зеленоватого цвета. Местами чешуйки биотита образует анхимономинеральные скопления размерами до 1 см.

Нередко среди биотита отмечаются единичные выделения сфена размерами до 0,01×0,06 мм и более частые удлинённо-призматические кристаллы апатита размером до 0,1×1,5 мм (рис. 3). Отчётливо видна коррозия апатитом биотита. Иногда содержание апатита может достигать 1-4 % по объёму. Химический состав биотита и апатита приведены в табл. 3.

Таблица 3

Химические составы биотита и апатита месторождения Каракуль

Номера точек	4	9	5	11
Минерал	bt	bt	ap	ap
Состав				
SiO <sub>2</sub>	42.25	39.87	0	0
TiO <sub>2</sub>	0.3	0.27	0	0

Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.11	11.85	0	0
FeO	16.48	17.53	0	0
MnO	0	0	0	0
MgO	16.75	14.93	0	0
CaO	0	0	55.51	52.79
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0
K <sub>2</sub> O	9.95	9.39	0	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0	42.6	42.66
F	0	0	2.64	3.36
Cl	1.1	1.49	0	0
Сумма	98.94	95.33	100.75	98.81

Примечание: ap- апатит, bt – биотит. Анализы выполнены микрозондовым анализом в Лаборатории ВСЕГЕИ.



Рис. 3. Кристаллы апатита (серое) среди биотита (оливково-серое со спайностью). Увеличение 10. Лаборатория ВСЕГЕИ.

На классификационной диаграмме слюд биотит месторождения Каракуль относится к ряду флогопит-аннита с небольшими колебаниями содержания железа (рис.4).

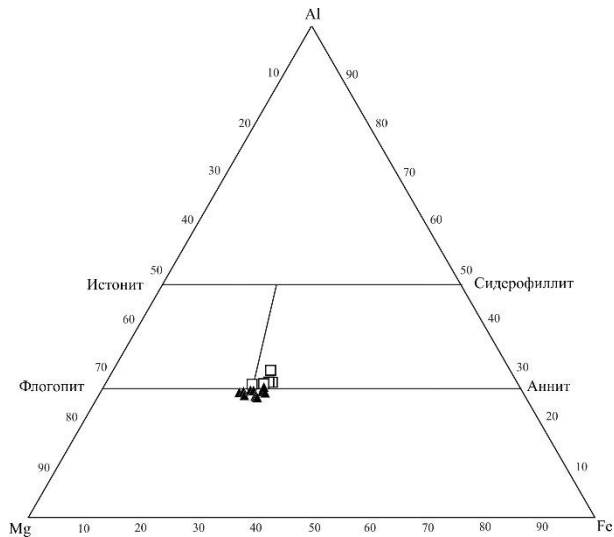


Рис. 4. Классификационная диаграмма слюд в координатах Mg – Al – Fe.

Треугольники - биотит из шлифа 667-4, квадратики – из шлифа 667-3.

Биотит в этом агрегате хлористый (табл. 3) и показывает различную кислотность среды кристаллизации в зависимости от ассоциации с различными арсенидами никеля. Так в ассоциации с хлоантитом и герсдорфитом кислотность среды минералообразования была ниже, а следовательно – выше щёлочность (потенциал ионизации биотита составлял 184 условных единицы, что способствовало повышению значения  $Al^{VI}$  в октаэдрической позиции биотита до 0,56). В ассоциации никелевых арсенидов с участием аннабергита кислотность среды минералообразования резко повышалась (потенциал ионизации биотита достигал 189,1 условных единицы с одновременным снижением доли  $Al^{VI}$  в октаэдрической позиции слюды до 0,16).

Следует отметить, что апатит существенно фтористый, что повышает его ёмкость на содержание редких земель.

Состав актинолита на классификационной диаграмме строго отвечает полю актинолита (рис. 5).

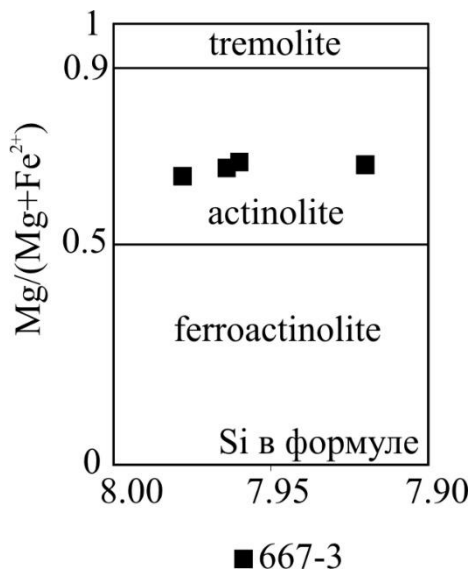


Рис. 5. Классификационная диаграмма амфиболов ряда актинолит-тремолита 667-3 - состав актинолита по микрозондовому анализу в шлифе 667-3.

Тремолит и актинолит, как правило, встречаются в ассоциации с биотитом. Они образуют скопления размерами до 0,5 см, в которых индивидуальные выделения формируют удлинённые призмы и иглы размерами от 0,005×0,2 до 0,1×0,5 мм. С флогопитом оба минерала образуют взаимокоррозионные границы. Актинолит кристаллизовался ранее тремолита. Последний преобладает над актинолитом и нередко формирует мономинеральные скопления призмочек размерами 0,05×0,3 мм «диабазово» расположенных с образованием нематобластовой структуры. Изредка актинолит отмечается в виде спутано-волокнистых муаровых скоплений с редкими иглами актинолита размерами до 0,05×0,7 мм со слабым плеохроизмом в зеленоватых оттенках.

Хлорит имеет слабо зеленоватую окраску, образует гнёзда и изредка отдельные зёрна характеризуется округлыми выделениями (размерами до 0,7 мм) с радиально-лучистым и секториальным погасанием.

Плагиоклаз встречается не повсеместно и образует таблитчатые выделения (размерами 0,1 до 0,3 мм в поперечнике) нередко с полисинтетическим двойникованием и диагностируется альбитом № 8-9. Местами он слабо пелитизирован.

*Турмалиниты* представляют собой кварц-турмалиновые, турмалин-кварцевые и существенно турмалиновые разности, образующие линзо-пластообразные тела мощностью от первых метров до 200 м., протягивающиеся в виде полос на расстояния до 3 км по простиранию и сотни метров по падению. Установлен, преимущественно послыйный (близмеридиональный) характер залегания турмалинитов. Иногда

отмечается остросекущее (к слоистости) положение небольших линз турмалинитов в мощных пачках песчаников и в единичных случаях – субширотное. Чаще всего турмалинизации подвергаются горизонты и пачки песчаников. При выклинивании турмалинитов на их продолжении зачастую развиваются зоны тектонических трещин.

Под микроскопом метасоматиты представляют собой массивные, реже полосчатые породы с гранобластовой, микрогранобластовой структурами, состоящие (%) из кварца (30-60), турмалина (40-80), пирита (0,5-1 %), шеелита (до 0,5 %), касситерита (1 %), единичных зёрен циркона, апатита, биотита, эпидота, хлорита, сфена, анатаза. По составу турмалин относится к магнезиально-железистой разновидности (шерл-дравитового ряда). В отдельных шлифах совместно с турмалином и кварцем отмечается цеолит (до 35%), в виде неправильных зёрен (0,1-0,4 мм).

#### *Вещественный состав руд*

На месторождении устанавливается 5 типов руд: кварц-apatит-хлоантит-герсдорфит-аннабергитовый, кварц-альбит-шеелитовый, кварц-хлорит-кобальтиновый, кварц-халькопирит-пирротинный, серебро-сурьмяный сульфосольный. Весь набор рудных и жильных минералов месторождения сведен в табл. 4.

Таблица 4

Минеральный состав руд месторождения Каракуль

Минералы	Рудные	Нерудные	Гипергенные
Главные	Пирит 3-х генераций, пирротин, халькопирит 2-х генераций, чатамит, хлоантит*, герсдорфит*, данаит, глаукокодот,	Кварц 4-х генераций, хлорит 2-х генераций, серицит, турмалин 2-х генераций, актинолит, тремолит*, биотит	Малахит, ковеллин, марказит, лимонит, ярозит*, гипс*, аннабергит
Второстепенные	Вольфрамит*, шеелит, висмутин, никелин, лёллинит, пентландит, шмальтин*, сфалерит, галенит,	Альбит, ортоклаз*, микроклин*, кальцит, сидерит, доломит*, эпидот*, цоизит*, скаполит*	Гидрогётит, гётит, азурит, эритрин, скородит, каолинит, брошантит*, борнит, халькозин*, сидеротил, роценит, халькантит,

			каолинит, галлуазит, морденит*, шабазит*
Редкие	Блеклые руды, раммельсбергит, скуттерудит*, касситерит, магнетит*, энаргит*, виоларит*, арсенопирит*, самородный висмут*, борнит*, тетрадимит*, галеновисмутин*, монацит*, линнеит*, ортит*, сфен, анатаз*, циркон*	Анкерит, апатит 2-х генераций, барит, флюорит*, гидрослюды, пренит*, флогопит*, микроклин- пертит*, миццонит*	Куприт, ссомольнокит, тодорокит

Примечание. \* отмечены минералы впервые установленные авторами в рудах месторождения.

К собственно наиболее раннему рудному этапу следует относить образование *кварц-apatит-хлоантит-герсдорфит-аннабергитового агрегата* в ассоциации с турмалином 2 генерации, биотитом, апатитом 2 генерации. Иногда в этом агрегате присутствуют калиевый полевой шпат, биотит и монацит. Этот агрегат наблюдается в виде прожилковидных обособлений и прожилков, секущих минералы дорудных метасоматитов кварц-биотитового состава. В нём последовательность минералообразования выглядит следующим образом: (apatит 2, турмалин 2) – кварц 2 – сульфиды (хлоантит, герсдорфит, аннабергит, пирит I) (рис. 6).



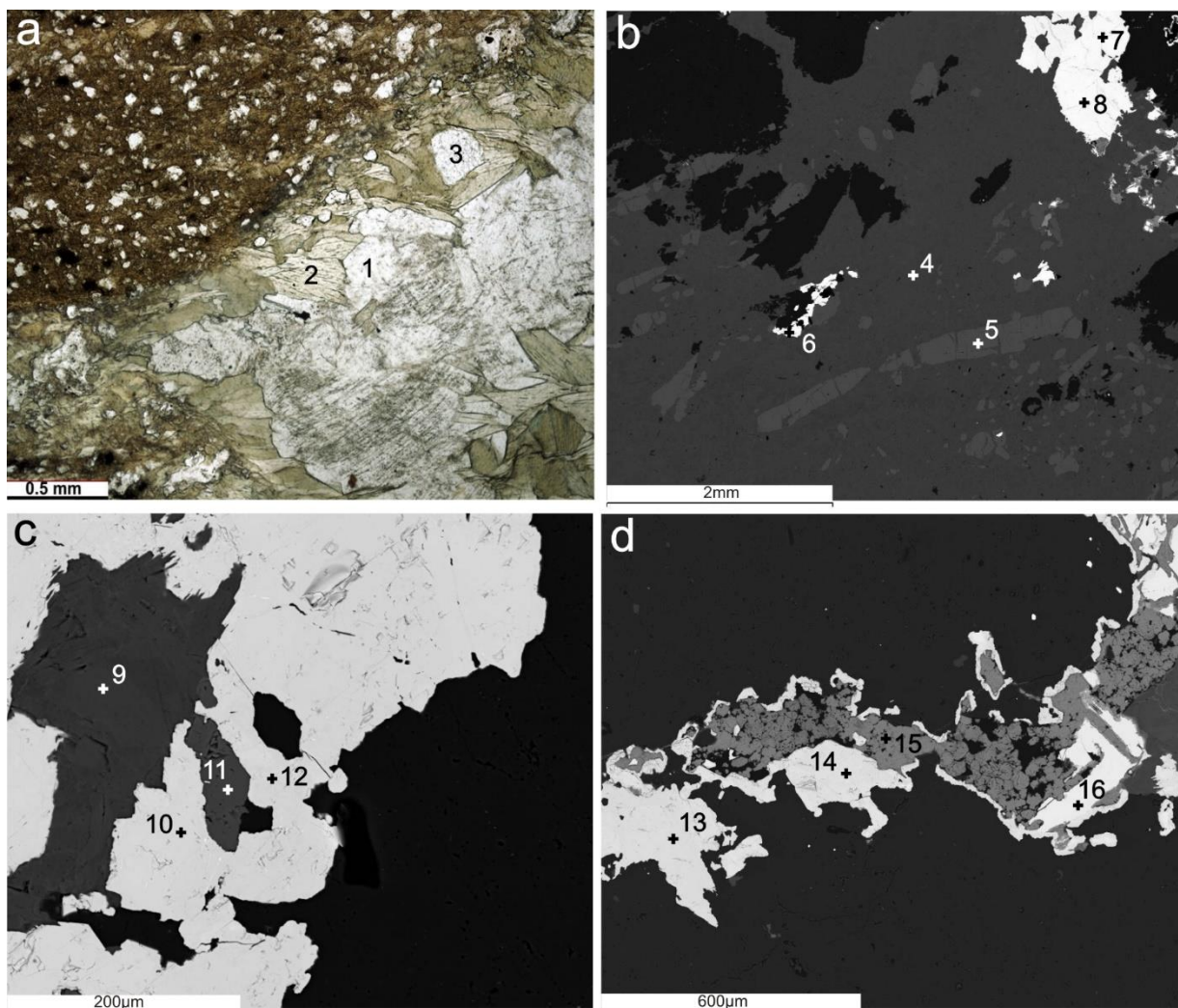


Рис. 6. Биотит-кварц-апатит-арсенидная кобальт- никелевая минеральная ассоциация (шл.667-4). Лаборатория ВСЕГЕИ.

А – фото шлифа при || николях: 1- кварц, 2 – биотит, 3 апатит; b-d – фото в отраженном свете. Цифры около крестиков – соответствуют номерам анализов минералов в таблице. На рис. b: серый матрикс – биотит, черные крупные включения – кварц, светло-серые удлиненно призматические кристаллы – апатит, белые включения 6 и 7 – хлоантит, 8 – герсдорфит. На рис. c: включения биотита 9 и апатита 11 в герсдорфите 10 и 12. На рис. d: хлоантит (16) –герсдорфитовый (13 и 14) прожилок в центральной части с аннабергитом (15).

Наиболее ранний из них апатит 2 образует, в отличие от ранней генерации, зёрна с изометричными сечениями размерами от 0,1 до 0,3 мм, которые корродируются и пересекаются в виде тонких прожилков пиритом (сливным тонкокристаллическим («шариковой» микроструктуры), без выделения отдельных кристаллов). Чаше всего апатит наблюдается в контакте прожилков сульфидов описываемого агрегата с

дорудным, или на продолжении прожилков сульфидов среди минералов дорудного агрегата.

Турмалин 2 генерации наблюдается в виде изометричных зёрен размером 0,05-0,1 мм. Как и апатит, он отмечается на продолжении выклинивающихся прожилков сульфидов.

Кварц 2 генерации наблюдается внутри прожилков сульфидов. Он кристаллизовался в виде мелких выделений размером 0,02-0,08 мм. В отличие от кварца 1 генерации описываемый кварц выглядит более «свежим» и прозрачным и характеризуется гораздо меньшим количеством газовой-жидких включений и нормальным погасанием.

Монацит отмечается в единичных зёрнах на контакте кварца 2 генерации и пирита 1 генерации. Размеры выделений монацита достигают 0,01 мм.

Биотит встречается редко и локализуется среди пирита 1 генерации в виде отдельных чешуек размером до 0,2 мм. Плеохроирует от светло-жёлтого до бурого.

В сложных зональных прожилках арсенидов никеля выделяется чёткая последовательность кристаллизации от хлоантита к герсдорфиту и аннабергиту (рис. 5, d). При этом хлоантит образует гипидиоморфные выделения размерами от 0,2 до 1,2 мм, нередко замещаемых сульфоарсенидами никеля.

Герсдорфит корродирует кристаллы хлоантита и формирует аллотриоморфнозернистые агрегаты зёрен размерами 0,1-0,9 мм.

Раммельсбергит встречается редко и образуется по герсдорфиту в виде микро-среднезернистых агрегатов неправильной формы размерами до 1 мм.

Аннабергит локализуется в центре таких зональных прожилков и кристаллизуется в виде аллотриоморфных зёрен размерами от 0,3 до 1,3 мм. Химические составы арсенидов никеля представлены в табл. 5.

Таблица 5

Химические составы арсенидов никеля месторождения Каракуль (содержания в масс. %)

Номера точек	6	7	16	8	10	12	13	14	15
Минерал	chl	chl	chl	ge	ge	ge	ge	ge	anb
Состав									
O	0	0	0	0	0	0	0	0	38.95
S	0	0	0	17.22	15.35	18.03	17.24	17.7	0

Fe	0.16	0	0	5.83	6.47	0.79	4.36	0	0
Co	0	0	0	0.63	1.33	0	0.4	0	0
Ni	45.77	44.84	43.94	27.51	25.46	33.85	28.93	34.33	26.82
As	51.72	53.12	51.08	50.08	48.33	39.75	46.85	41.89	22.42
Sb	1.45	1.58	1.83	0	0	3.98	0.64	4.17	0.59
Сумма	99.1	99.54	96.85	101.27	96.94	96.4	98.42	98.09	88.78

Примечание: chl – хлоантит, ge – герсдорфит, anb – аннабергит. Анализы выполнены в Лаборатории ВСЕГЕИ.

Калиевый полевой шпат отмечается в некоторых линзочках зонального строения, где от периферии к центру наблюдается смена минералов и коррозия более ранних минералов последующими: биотит 2 генерации – кварц 2 – КПШ - пирит 1. Местами в калиевом полево шпате отмечается «размытая» микроклиноватая решётка.

Пиритовый агрегат характеризуется мелкими выделениями в тонком сростании с кварцем. При этом травление этого раннего пирита позволило выявить его «шариковую» микроструктуру с размерами округлых выделений менее 0,1 мм. Следует отметить, что агрегат этого пирита визуально очень похож на пирротин, который и документировался ранее при изучении этих руд. Диагностика его выполнена в Лаборатории Санкт-Петербургского Горного института на приборе Рентгеновский порошковый дифрактометр XRD-7000 («Shimadzu», Япония), который показал чёткие пики, отвечающие пириту.

Пирротин образует зёрна размером до 0,25 мм, имеет скелетную структуру зёрен, чёткую анизотропию. Нередко пирротин образует гетерогранобластовый агрегат мелких выделений неправильной формы размерами 0,02-0,05 мм. В крупных выделениях пирротина отмечаются мелкие зёрна пентландита (0,01-0,02 мм), виоларита, линнеита. Фазовым анализом установлено, что в пирротине присутствует 87% гексагональной и 13 % моноклинной фазы.

Марказит развивается по пирротину, образует округлые выделения размером от 0,006 до 0,3 мм. Тесно ассоциирует с халькопиритом, пиритом, имеет микропластинчатую структуру.

*Кварц-альбит-шеелитовый* тип руд является основной вольфрамовой минерализацией, связанной с микропрожилками, секущими турмалиниты. Шеелит образует зёрна размером 0,05-0,4 мм, редко до 1 мм, тесно ассоциирует с кварцем,

альбитом, апатитом, полевым шпатом, турмалином. Он образует тонкую вкрапленность, реже нитевидные прожилки. Реже шеелит встречается в ассоциации с арсенидами, сульфоарсенидами и сульфидами. Иногда шеелит в сульфидных рудах ассоциирует со сливным пирротинном.

Следующий по времени кристаллизации является *кварц-халькопирит-глаукодот-кобальтиновый агрегат*, образующий прожилки и гнезда в раннем пирите и пирротине.

Кварц 3 генерации прозрачен, почти лишён газовой жидкой включений и обнаруживается редко в краевых частях халькопирита, кобальтина и глаукодота. Он обладает нормальным погасанием.

Халькопирит образует зёрна неправильной формы размером 0,002-0,5 мм; содержит включения висмутита, самородного висмута, глаукодота, редко пирротина. Рентгеноструктурным анализом установлено, что медный колчедан этой генерации представлен смесью двух модификаций (тетрагональной - 85%, и неупорядоченной кубической -15%).

Глаукодот формирует идиоморфные, реже ксеноморфные зёрна размером 0,02-0,9 мм. Нередки включения халькопирита. В метакристаллах глаукодота встречаются хорошо огранённые кристаллы кобальтина. Иногда в зёрнах глаукодота отмечаются чешуйчатые включения самородного висмута.

Кобальтин образует идиоморфные кристаллы размерами 0,002 – 0,05 мм; тесно сростается с глаукодотом. Нередко образует вкрапленность в нерудной массе.

Висмутин и самородный висмут образуют зёрна размерами 0,03 – 0,1 мм. Зёрна неправильной и округлой формы слагают аллотриоморфные, ксеноморфные агрегаты. Оба минерала часто ассоциируют с халькопиритом.

*Кварц-халькопирит-пирротинный тип руд* отвечает заключительному этапу и представлен линзовидными и пластообразными телами, залегающим согласно с вмещающими терригенными породами. Линзы прослеживаются по простиранию на 5-20 м при ширине 3-4 м. Пластообразные тела имеют мощность 0,8-10 м и протяжённость в сотни метров по простиранию. Основным минералом является пирротин (50-90 %), пирит (12-15 %), халькопирит (20-25 %), а также арсенопирит, лёллингит и акцессорные: галенит, сфалерит, висмутин.

Халькопирит образует гнездовые выделения и сливные агрегаты в составе пирротин-халькопиритовых руд. Нередко он цементирует зёрна ранее образовавшихся минералов, таких как пирит, арсенопирит, кварц.

Пирротин этого типа руд чаще всего образует сливные массивные агрегаты с халькопиритом и пиритом. В моносulfиде железа наблюдаются пламенивидные продукты распада пентландита. Пирротин чаще всего цементирует зёрна пирита и данаита, а также образует срастания с халькопиритом.

Главными компонентами руд являются медь (0,3-0,5 %), кобальт (0,02-0,1 %), золото, в качестве рассеянных элементов в количествах 0,01-0,001 % выступают свинец, цинк и висмут. Кобальт в качестве примеси входит в состав арсенопирита и лёллингита. Концентрации золота колеблются от 0,2 до 0,8 г/т, однако может достигать и 3-5 г/т в верхней части арсенопиритовых руд.

Кобальтовые минералы представлены группами арсенопирита и кобальтина. Минералы группы арсенопирита представлены непрерывным рядом: арсенопирит – данаит – глаукоdot. Среди этих минералов преобладает данаит двух генераций. Первая генерация образует среднезернистые агрегаты и прожилки во вмещающих породах и метасоматитах. Находится в ассоциации с герсдорфитом, пирротинном и кварцем. Нередко по данаиту развивается чатамит (Ni-содержащий лёллингит). Первая генерация относится к Ni-данаиту. Кристаллизация данаита продолжалась и в более позднее время, когда формировались основные медно-пирротинные руды. Здесь он (данаит 2 генерации) образует мелкозернистые выделения, иногда колломорфного строения и ассоциирует с пиритом, пирротинном, халькопиритом. Данаит 2 генерации корродирует пирит и пирротин. Химические составы минералов группы арсенопирита представлены в табл. 6.

Таблица 6

Химические составы минералов группы арсенопиритов месторождения  
Каракуль (масс. %)

№№ проб	Fe	Co	As	S	Sb	Ni	Сумма	Минералы
Кар. 6	16,7	7,6	48,2	18,87	0,11	9,61	101,09	Ni-данаит
Кар.8	16,92	4,93	47,2	18,15	0,2	12,1	99,5	Ni-данаит
Кар.23	25,32	6,1	48,82	17,3	0,12	1,54	99,2	Данаит
Кар.19	24,0	9,02	45,71	19,3	0,10	0,85	98,98	Данаит
Кар. 22	27,1	6,1	48,11	17,85	0,09	0,51	99,76	Данаит
Кар.24	29,15	2,91	47,51	18,56	0,09	1,50	99,72	Арсенопирит
Кар. 26	29,42	2,97	47,65	18,4	0,06	1,36	99,86	Арсенопирит

Кар.31	3,4	26,75	44,67	19,8	0,05	3,4	98,08	Глаукоdot
--------	-----	-------	-------	------	------	-----	-------	-----------

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде в Лаборатории ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск)

Содержание золота в монофракции арсенопирита (по данным атомной абсорбции) составляет 440-480 г/т (Seltman, Borisenko, Fedoseev, 2007).

Заключительный этап на месторождении представлен кварц-карбонатными прожилками *серебро-сурьмяной минерализации* со сфалеритом, галенитом и сульфосолями меди, висмута, свинца, серебра.

Химические составы некоторых типов руд по штуфным пробам Каракульского месторождения и соседних месторождений рудного узла сведены в табл. 7.

Таблица 7

Химический состав некоторых руд Юстыдского рудного узла (основные компоненты в масс.%, элементы – в г/т)

№№ проб	667	667-1	667-2	667-3	667-4	667-5	667-7	672-1	668	668-1	671
КомпONENTЫ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	41,6	37,3	51,8	20,2	47,1	61,7	43,4	32,9	40,3	-	28,4
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,2	1,0	0,12	0,22	0,52	0,57	0,04	0,39	-	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,71	6,85	9,6	1,8	9,5	12,8	7,89	1,02	6,73	-	3,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	34,4	37,9	22,4	53,1	15,9	12,9	29,2	49,2	30,4	-	40,4
MnO	0,096	0,1	0,084	0,095	0,07	0,16	0,076	0,02	1,17	-	1,72
MgO	6,27	6,49	7,02	7,17	9,31	1,92	1,76	2,6	1,51	-	2,29
CaO	2,17	1,98	0,6	4,09	5,8	0,42	0,34	0,25	0,27	-	0,55
Na <sub>2</sub> O	0,11	<0,05	<0,05	0,14	0,39	0,08	0,22	0,37	0,12	-	1,09
K <sub>2</sub> O	3,71	3,58	5,61	1,53	5,15	5,37	4,58	0,13	2,12	-	0,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,66	0,36	0,18	1,04	4,38	0,19	0,13	<0,05	<0,05	-	0,05
ппп	4,95	5,18	1,52	10,2	1,89	3,59	11,5	12,4	16,9	-	20,1
Сумма	99,91	99,94	99,81	99,49	99,71	99,65	99,67	98,93	99,91	-	98,58
Cu	1550	1000	2020	1190	50	1710	263	10000	12,9	10,7	10000

Co	303	600	170	2100	1000	1000	1030	1000	8,92	8,41	-
Ni	928	1500	164	2380	3000	50	257	30	12,2	12,7	8
Pb	151	300	20,2	347	12	14,1	31,9	20	13,8	16,8	1000 0
Bi	<5	2	162	3400	30	1000	145	60	<5	1,75	300
Sb	15	-	19,8	57,3	1000	26,5	43,4	-	23,8	3,16	10000
As	55,6	1000	78,3	313	10000	200	278	10000	11,3	454	100
B	8,61	-	<1	12,6	-	-	25,5	-	<1	-	-
Ag	<0,1	0,8	<0,1	<0,1	1,5	5	<0,1	100	<0,1	<0,1	100
V	41,6	40	60,1	14,2	30	60,9	41,5	<50	31,9	36,8	15
Cr	26,2	15	66,7	10,5	20	48,5	56,1	-	47,6	46,9	-
Zn	90,2	80	69,6	98,6	50	80,9	61,3	20	47,2	51,6	15
Mo	105	15	6,79	0,99	10	3	3,65	-	0,73	<1	1,5
W	0,8	-	1,09	1,05	-	36,4	12	-	1,28	0,8	-
Ba	181	300	248	23,7	300	1580	1400	300	233	289	300
Rb	285	-	457	122	-	144	151	-	83,6	88,9	-
Y	37,8	35,4	55,4	62,3	62,7	73,4	39,3	1,37	11,5	12,6	5,03
La	152	160	249	24	42,8	8,54	71,1	2,45	9,05	9,79	22,1
Ce	317	331	480	39,3	91,7	20,7	140	4,69	18,3	19,7	39,3
Pr	34	36,7	50,4	3,77	11,2	2,85	14,6	0,59	1,97	2,16	4,46
Nd	114	125	165	14	41	11,6	48,4	2,25	7,18	8,24	16,1
Sm	19,1	19,7	27,1	4,17	8,88	2,46	9,54	0,48	1,43	1,57	2,76
Eu	1,78	1,84	2,6	0,42	0,89	0,71	1,76	0,06	0,41	0,47	0,51
Gd	14,5	15,3	20,3	5,66	10,8	4,59	8,86	0,48	1,75	1,88	2,1
Tb	1,85	1,87	2,62	1,07	1,69	1,19	1,39	0,06	0,3	0,3	0,22
Dy	8,19	8,18	11,6	8,16	9,95	9,79	8,03	0,28	1,98	2,13	0,87
Ho	1,4	1,27	2	2	2,07	2,47	1,7	0,06	0,44	0,45	0,19
Er	2,98	2,94	4,93	5,63	5,39	7,84	4,39	0,14	1,22	1,27	0,48
Tm	0,37	0,4	0,73	0,79	0,61	1,21	0,64	0,02	0,19	0,24	0,1
Yb	2,32	2,37	5,08	4,98	3,66	7,72	3,89	0,13	1,44	1,52	0,63

Lu	0,45	0,38	0,93	0,67	0,49	1,11	0,58	0,02	0,23	0,21	0,1
ΣРЗЭ	669,9	706,95	1022,3	114,6	231,13	82,78	314,9	11,71	45,89	49,93	89,92
TE <sub>1,3</sub>	1,03	1,03	1,01	0,95	1,01	1,1	1,0	0,92	1,0	1,02	0,86

Месторождения: 1-7- Каракульское, 8 – Караюк, 9-11- Озерное. TE<sub>1,3</sub> – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ по [Irber, 1999].

Никель-арсенидные руды, как следует из представленной таблицы, характеризуются аномально высокими концентрациями лёгких РЗЭ и суммарным содержанием редкоземельных элементов, а также меди и молибдена. В распределении РЗЭ выявляется 2 типа: с вогнутой структурой тяжёлых РЗЭ (никель-арсенидные руды раннего этапа) и выпуклой структурой позднего висмут-свинцово-теллуридной минерализации (рис. 7).

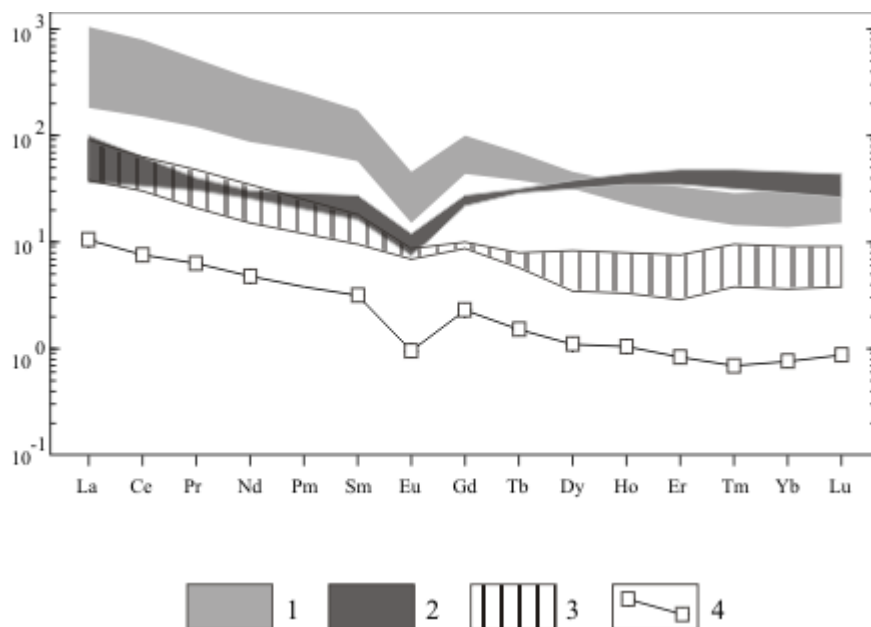


Рис. 7. Структура распределения редкоземельных элементов в некоторых рудах Юстыдского рудного узла. Нормирование по составу хондрита (Sun, McDunough, 1989).

1– каракульские руды, обогащенные РЗЭ с вогнутой структурой тяжёлых РЗЭ (пробы 667, 667-1, 667-2, 667-4, 667-7), 2 – каракульские руды с висмута-свинцово-теллуридной минерализацией, обедненные легкими РЗЭ и с выпуклой структурой тяжёлых РЗЭ (пробы 667-3, 667-5), 3 – сидеритовые руды Озерного месторождения с сульфосольным оруденением (пробы 668, 671) , 4 – медные (существенно халькопиритовые) руды участка Караюк (проба 672-1).



Значимая величина тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ W – типа проявлена только в рудах Озёрного месторождения, указывающая на значительную роль в формировании руд таких летучих компонентов в гидротермальных растворах, как H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, HCl.

*Термо-барогеохимия и флюидный режим рудообразования*

Особенности термобарогеохимии и флюидного режима рудообразования исследованы для двух образцов самого раннего этапа минералообразования – никель-арсенидного в Лаборатории ВСЕГЕИ.

**Обр. 667.** В образце наблюдаются две генерации кварца: ранняя и поздняя. Более ранний кварц трещиноватый, мутный от обилия субмикроскопических флюидных и твердофазовых включений, что свидетельствует об его быстрой кристаллизации. Флюидные включения в нем практически все декрепитированы, очевидно, вследствие наложенного давления и растрескивания (**условия сжатия**). Они имеют неправильную форму, размеры в пределах 1-2 микрон, редко до 5 микрон и представлены флюидно-силикатными высокоплотными рассолами. Наблюдается интенсивный вынос флюида в межзерновые пространства и трещины. Из-за декрепитированности включений невозможно определить температуру их захвата кварцем – температуру его кристаллизации.

Мигрирующий по трещинам флюид приводит к частичному выщелачиванию раннего кварца (**флюид щелочной**), его растворению вдоль всех трещин и формированию в нем пор разного размера: от 2 до 50-100 микрон. В результате в зонах образования повышенной пористости снижается давление и в эти зоны снова поступает флюид.

Из поступающего по трещинам флюида образуется поздняя генерация кварца - вероятно, **флюид стал близким к нейтральному**. О составе флюида можно судить по составу первичных (сингенетических) флюидных включений в новообразованном кварце. Они представлены субмикроскопическими (около 1-2 микрон) газовой-жидкими водно-солевыми высококонцентрированными включениями. Поздний кварц содержит мало включений, прозрачный, не трещиноватый и не деформированный, что позволяет предположить его более медленную кристаллизацию и не в условиях сжатия (в условиях растяжения?). Солевых фаз во включениях несколько, но надежно они не диагностируются оптическими методами из-за их мелких размеров.

Кварц поздней генерации содержит протяженные цепочки вторичных (постгенетических) включений. Они представлены газовой-жидкими включениями

высококонтрированных водно-солевых растворов, в которых содержится несколько (2-4) солевых фаз. Из последних надежно диагностируются только две: NaCl и KCl. Общая концентрация солей достигает 80% по массе в эквиваленте NaCl. В этих включениях спорадически присутствует рудная фаза. Под воздействием этого флюида происходит интенсивное растворение как позднего, так и раннего кварца по трещинам и межзерновым пространствам и образование крупных пор. Судя по интенсивному растворению кварца и составу, **флюид былщелочной**. При нагревании газовой-жидких водно-солевых включений в термокамере они обычно декрепитируют. Но в двух случаях удалось определить  $T_1$  (Т частичной гомогенизации) исчезновения газового пузырька – 320 и 318°C и  $T_2$  (Т полной гомогенизации) – 395 и 410°C. По этим данным с помощью PTV-диаграммы для определения Р флюида по водно-солевым включениям при 30%-ном содержании NaCl (метод Клевцова-Леммлейна) можно приблизительно оценить давление флюида – 0.9-1.1 кбар.

Из мигрирующего по трещинкам и межзерновым пространствам водно-солевого высококонцентрированного флюида в них образуется ассоциация апатита с рудными минералами. В порах также отлагаются сульфиды и другие рудные минералы (рис.8). По-видимому, после отложения рудных минералов, в «отработанном» флюиде снижается концентрация солей, так как часть пор заполнена водным слабоконцентрированным раствором с одним кубическим (?) крупным кристаллом медово-желтого цвета с высоким показателем преломления.

**Обр.667/4.** Кварц представлен двумя генерациями: ранним и поздним.

Ранний кварц исключительно флюидонасыщенный – содержит множество первичных флюидных и твердофазовых включений (кристаллизация была очень быстрой). Зерна кварца крупные, но кварц подвергся интенсивной трещиноватости и деформациям. В результате большая часть первичных включений в кварце декрепитирована и отмечается вынос первичного флюида из кварца в межзерновые пространства и трещины – очевидно, кварц находился после образования в **условиях сжатия**. Первичные включения в кварце состоят из жидкой флюидной (водной?) фазы и множества (до 80% объема включений) кристаллических фаз, диагностика которых оптическими методами невозможна. Но в двух включениях одна из кристаллических фаз диагностирована как флогопит. Учитывая обогащенность первичных включений кристаллическими фазами, отсутствие газовой фазы и наличие во включениях флогопита можно полагать, что флюид, при участии которого кристаллизовался ранний кварц был представлен высокоплотными флюидно-силикатными рассолами. Так как

практически все флюидные включения нарушены, то определить температуру их полной гомогенизации не удалось. Только в одном случае при нагревании начали растворяться солевые фазы и при температуре 510°C растворилось около половины солевых фаз, но дальнейшее нагревание привело к разрушению включения. Поэтому полученную температуру можно рассматривать как минимальную температуру кристаллизации раннего кварца.

Ранний кварц пересекается многочисленными цепочками вторичных включений высококонцентрированных водно-солевых растворов. Среди солевых фаз в них достаточно надежно диагностируются NaCl (кубические изотропные кристаллики) и KCl (призматические изотропные кристаллики), но кроме них еще часто присутствуют рудные минералы (сульфиды?) и несколько не диагностированных кристаллов. Концентрация солевых фаз во вторичных включениях в раннем кварце очень велика и в эквиваленте NaCl она достигает 75-80% по массе. Газовая фаза в них отсутствует. Сложность диагностики солей связана с мелкими размерами включений – 1-2 мкм. Есть и более крупные включения, но они обычно разрушены. Очевидно, образование раннего кварца происходило в условиях нейтрального флюида, а наложенный на него **флюид был щелочным** и приводил к выщелачиванию кварца, образованию в нем многочисленных пор. Из мигрирующего по трещинам щелочного флюида в порах и трещинах отлагались флогопит, рудные минералы и апатит. Интенсивное растворение кварца свидетельствует, по-видимому, о щелочных условиях. Кроме того, среди скоплений флогопита встречено одно зерно калишпата с пертитовой структурой, что подтверждает вывод о щелочных условиях. Высокая пористость кварца привела к снижению флюидного давления и создала условия для дополнительной поступления щелочного флюидного потока и образованию зон с более крупными (до 100 микрон) порами. В этих зонах давление снижалось и в них происходило расслоение флюида на водно-солевую и газовую составляющие. И именно в этих зонах происходило наиболее интенсивное отложение сульфидов и апатита, а газовая составляющая сорбируется а их поверхности. Растворение раннего кварца было столь интенсивным и возникающая пористость была столь велика, что не все поры были заполнены флюидом.

Завершается процесс рудоотложения кристаллизацией мелких единичных зерен позднего кварца, ассоциирующего с сульфидами и апатитом. Поздний кварц не имеет следов деформации – очевидно, его кристаллизация происходила в условиях растяжения. Он содержит единичные газово-жидкие включения и коэффициентом

наполнения (F) 0.6-0.7, что позволяет приблизительно оценить **температуру: 300-350°C**. Переход к формированию кварца свидетельствует о смене щелочных условий кислотными.

На основании проведенных термобарогеохимических исследований двух прозрачно-полированных пластинок из рудных метасоматитов (обр.667 и 667-4) можно сделать следующие выводы. Их формирование происходило в условиях:

1. изменения состава флюида от высокоплотных флюидно-силикатных рассолов на ранней стадии, до высококонцентрированных газовой-жидких водно-солевых растворов и до водно-солевых растворов слабой концентрации на завершающей стадии;

2. изменения кислотно-щелочных свойств флюида: кислотная (безрудная) стадия сменилась щелочной (рудобразующей), а затем кислотной (безрудной) и снова щелочной (рудобразующей).

3. снижения P и T; причем особенностью изученных метасоматитов являются исключительно высокие T как начальной стадии (более 510°C), так и конечной (около 300°C) стадий их формирования. Отсутствие газовой фазы в флюидных высокотемпературных включениях на начальной стадии и ее появление только на завершающей стадии также позволяет предположить высокое P флюида при формировании метасоматитов;

4. пульсационной смены условий сжатия условиями растяжения;

5. увеличения пористости породы.

Основными причинами рудообразования (формирования рудных метасоматических тел) служит, в основном, изменение кислотно-щелочных свойств флюидной проработки (что создавало повышенную пористость в породах) на фоне снижающейся T и, особенно, P.

Кроме того нами проведено изучение типичных грейзеновых руд месторождения с определением водно-солевых растворов флюидных включений в минералах грейзенов и гидротермально-метасоматических образований Каракульского месторождения методами крио-, термометрии (микротермокамера THMSG-600 фирмы «Linkam» с диапазоном измерений -196...+600 °C, Лаборатории ИМГРЭ (г. Москва).

Изучению флюидных включений в рудных образованиях, унаследующих флюидную матрицу рудогенерирующего магматита придаётся кардинальное значение для познания особенностей генезиса различных типов месторождений, в том числе и кобальтовородных [Wen, Fan et al., 2016].

Особенности состава и P-T параметров флюидных включений в метасоматических и гидротермальных образованиях рудных залежей Каракульского месторождения сведены в табл. 8.

Таблица 8

Типизация флюидных включений в минералах грейзеновой и гидротермальных ассоциаций руд

Минералы	Размеры флюидных включений, $\mu\text{м}$	Состав флюидных включений	$T_{\text{п}}$ эвтект., $^{\circ}\text{C}$	$T_{\text{к}}$ конечн. плавл., $^{\circ}\text{C}$	Гомоген. $T_{\text{г}}$ , $^{\circ}\text{C}$	Оценки солёности, вес. %	Оценки Давлений, bar и $T_{\text{г}}$ коррекц. $^{\circ}\text{C}$
Грейзены (кварц 1 генерации, мусковит, эпидот, турмалин, амфибол, биотит, хлорит)							
Кварц 1 генерации	3-30	20-30 об.% газа; 5-75 твёрдой фазы; сульфиды	От -52 до -57,8	От -14,0 до -12,9	До жидкост и: газ при 390-435	$\text{CaCl}_2 + \text{MgCl}$ 12 от 17 до 21,7 [Vanko, 1988; Oakes, 1990]	1,0-1,5 kbar [Roedder, 1984; Bodnar, 1994] 450
Пропилитовые метасоматиты (эпидот, кварц 2 генерации, амфибол, хлорит)							
Кварц 2 генерации	5-25	25-32 об.% газа; 1-15 твёрдой фазы; сульфиды	От -53 до -55,8	От -14,8 до -10,6	До жидкост и: газ при 305-355	$\text{CaCl}_2 + \text{NaCl}$ от 18 до 23,7 [Vanko, 1988; Oakes, 1990]	1,6-1,9 kbar [Roedder, 1984; Bodnar, 1994] 50-8

Примечание.  $T_{\text{п}}$  – эвтектическая температура или первичная температура плавления,  $^{\circ}\text{C}$ ;

$T_{\text{к}}$  – температура конечного плавления льда  $^{\circ}\text{C}$ ; Гомоген- температура гомогенизации газовой-жидких флюидов; коррекц. – коррекционная температура.

Флюидные включения в кварце 1 генерации из грейзенов встречаются как индивидуальные обособления и групповые размерами 3-30  $\mu\text{м}$ . Они содержат небольшие газовые пузырьки 20-30 объёмных % и 5-75 % твёрдой фазы или примерно ~23-42 объёмных %. Такие параметры флюидных включений указывают на концентрированные рассолы, достигавших предела насыщения. Поэтому в твёрдой фазе различимы мельчайшие кристаллики галита, сульфидов. При нагревании после замораживания флюидные включения показывают эвтектическую температуру плавления – 52- - 57, 8  $^{\circ}\text{C}$ , что указывает на присутствие доминирующих  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{NaCl}$  в растворе [Crawford, 1981] (рис. 8). Теплота исчезновения газовых пузырьков составляет 390-435  $^{\circ}\text{C}$ . Коррекционная температура выше и составляет 225-235  $^{\circ}\text{C}$ , что вызвано декрепитацией твёрдых включений включений при этой температуре. Давление оценено примерно 1,0 - 1,5 kbar.

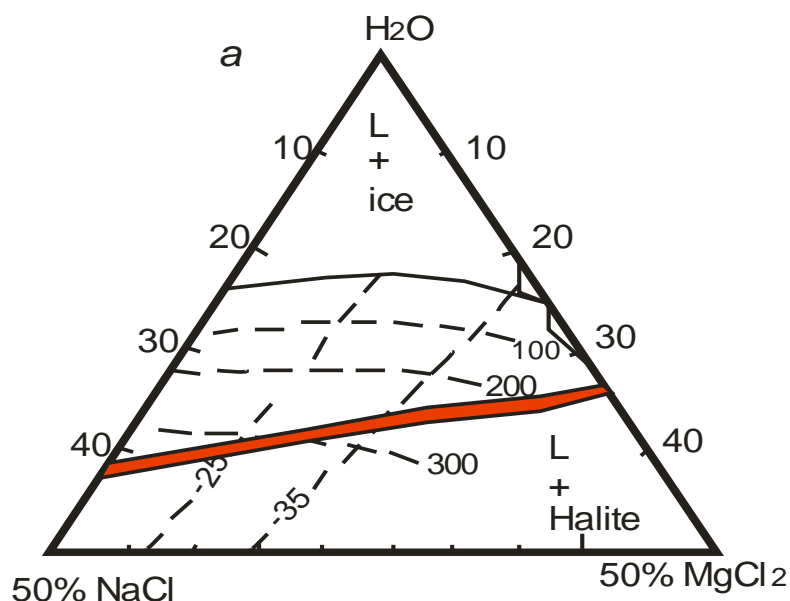


Рис. 8. Фазовая диаграмма флюидных включений для кварца 1 генерации из грейзенов Каракульского месторождения: (NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O) [Dubois, 1997].

В гидротермальном кварце 2 генерации пропилитовых метасоматитов наблюдается понижение температур гомогенизации до 305-355 °С и повышении давления до 1,6-1,9 kbar. Температура эвтектического плавления после замораживания варьирует от -53 до -55,8, указывающая на доминантную роль CaCl<sub>2</sub> и NaCl в растворах [Crawford, 1981, Atkinson]. Снижение температуры гомогенизации флюидных включений по сравнению с таковой в грейзенах объясняется эффектом декрепитации твёрдых включений при температуре 509-510 °С. Солёность растворов определена по системе CaCl<sub>2</sub>-NaCl-H<sub>2</sub>O на основе температуры плавления льда, указывающая на солёность от 18 до 23,7 по [Vanko, 1988] (рис. 9). В твёрдой фазе включений отмечены сульфиды, среди которых уверенно диагностируется халькопирит, арсенопирит, кобальтин. Это указывает на то, что основную полезную нагрузку в становлении руд несли гидротермы, сопровождавшиеся пропилитовыми метасоматитами, происхождение которых связывается напрямую с глубинным очагом, поставлявшим дайки долеритов и растворы, из которых кристаллизовались руды месторождения.

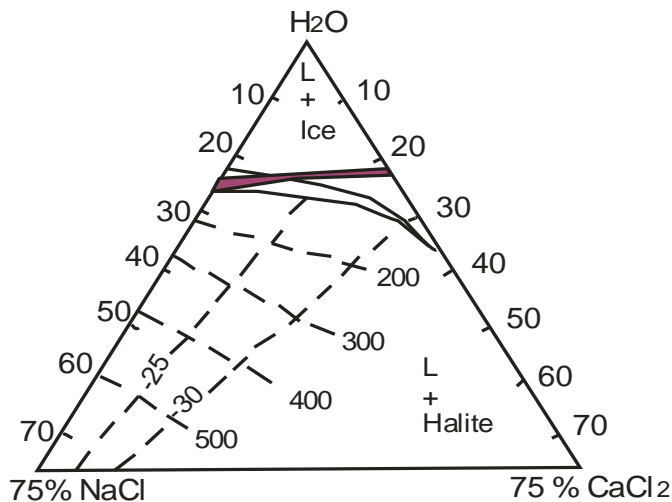


Рис. 9. Фазовая диаграмма флюидных включений для гидротермального кварца 2 генерации из грейзенов Каракульского месторождения: (NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O [Vanko, 1988]).

Таким образом, общий ход изменения состава флюидных включений близок к ому, что описан ранее для образцов 667 и 667/4.

*Аномальная структура геохимического поля (АСГП)*

На площадь всего Озёрно-Каракульского рудного узла (площадь 600 км<sup>2</sup>) по данным геохимического картирования масштаба 1: 50000 построена АСГП, которая весьма показательна. Она отражает многоэтапное формирование геохимической структуры и зональность в распределении геологических образований рудного узла, состава руд месторождений и проявлений различного состава и геохимического поля. Следует обратить внимание на единую зону транзита, образовавшуюся вокруг Каракульского и Озёрного месторождений (рис. 10).

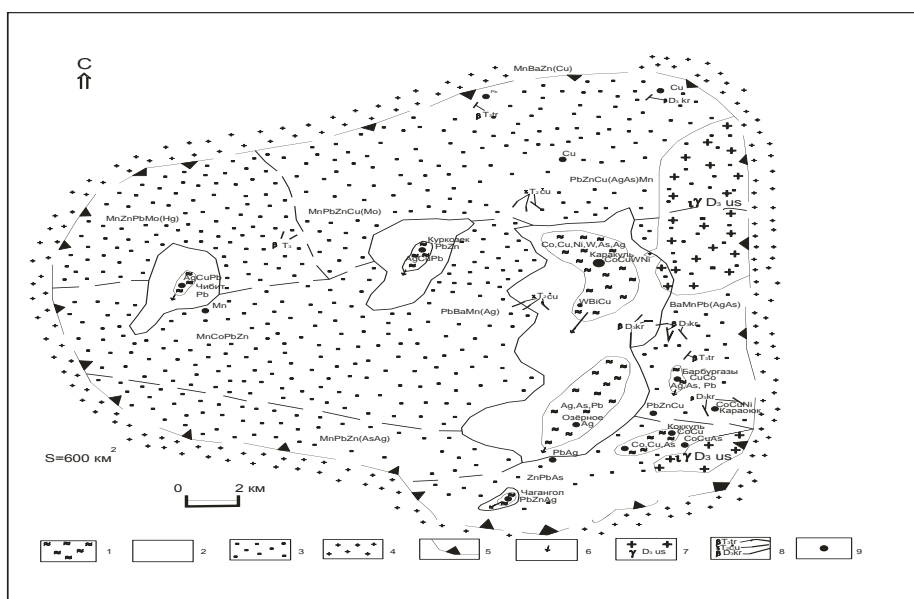


Рис.10. Фрагмент аномальной структуры геохимического поля (АСГП) Озёрно-Каракульского рудного узла

1- зона ядерного концентрирования, отвечающая таксону рудного поля; 2- зона транзита (выноса) элементов; 3- зона фронтального концентрирования элементов I яруса; 4- зона периферического концентрирования элементов; 5- граница металлогенического таксона рудного узла; 6- склонение АСГП; 7- гранитоиды юстыдского комплекса; 8- долериты даек караюкского, чуйского и теректинского комплексов; 9- месторождения и проявления полезных ископаемых.

Рудные поля этих объектов и зоны выноса химических элементов в структуре АСГП субпараллельны западному контакту выходов гранитоидов Барбургазинского массива юстыдского комплекса (D<sub>3</sub>), отражая унаследованность и длительность развития магмо- и рудоконтролирующих разломов и оперяющих структур, контролировавших на раннем этапе внедрение даек караюкского комплекса (D<sub>3</sub>), затем гранитоидов, а на позднем этапе инъекции даек теректинского (T<sub>3</sub>), а затем и подведение гидротермальных растворов, формировавших окolorудные метасоматиты, свинцово-серебряных руд и геохимическое наложенное поле. Склонение АСГП всех рангов в геохимических полях ЮЮЗ. Геохимическая зональность АСГП показывает большой эрозионный срез Каракульского рудного поля и значительно меньший – Озёрного. Ядерная зона концентрирования Каракульского рудного поля показывает максимальные концентрации Co, Cu, W, Ni, As, Ag. В зоне фронтального концентрирования отмечается неоднородность состава геохимических полей. Можно констатировать 3 основные ассоциации (элементы перечислены в порядке значимости, а в скобках даны элементы, встречающиеся спорадически): 1- Pb, Zn, Cu (Ag, As), Mo; 2- Pb, Ba, Mn (Ag); 3- Ba, Mn, Pb (Ag, As). При этом первая и третья ассоциации тяготеют к полю влияния гранитоидов, а вторая – ближе к рою даек караюкского комплекса.

#### *Технологические исследования руд*

Проанализированы три малые технологические пробы (№5, 6, 9). Руды месторождения Каракуль как по минеральному составу, так и по набору полезных компонентов являются комплексными. Содержания полезных компонентов: кобальта – 0,88, 0,2, 0,76%; висмута – 0,37, 0,04, 0,32%; меди – 1,78, 0,05, 1,75; триоксида вольфрама – 0,25, нет, 1,7%; Содержания основных рудных минералов: халькопирит – 4,8, 0,23, 4,4 %; глаукоdot – нет, нет, 3,5%; кобальтин – 1,43, 0,54, 0,5%; висмутин и самородный висмут – 0,58, единичные зёрна, 0,4 %; шеелит – 0,32, нет, 2,1%; пирротин



- 12,86, 6,4, 0,8%; пирит – марказит – 8,9, 2,9, 4,0%; кроме того, во всех трёх пробах присутствуют золото (от 0,2 до 0,6 г/т) и серебро – (10 г/т).

Обогащение руды проводилось гравитационным, флотационным, химическим методами. Намечена флотационная схема, включающая двухстадийное измельчение руды до крупности 93,2 % класса 0,074+0 мм, основную и контрольную флотацию сульфидов с последующими четырьмя перечистками чёрного продукта и селекцией коллективного концентрата на медно-висмутовый и мышьяково-кобальтовый концентраты. Из хвостов сульфидного цикла процессом основной контрольной флотации и соляно-кислотного выщелачивания был получен черновой вольфрамовый продукт. По данной схеме в замкнутом цикле получены: а) медно-висмутовый концентрат с содержанием меди 27,04-27,82% (висмута от 0,95 до 1,49%); кобальта от 0,4 до 1,6 %; мышьяка от 0,4 до 2,05%. Извлечение составляет (соответственно): 84,9%; от 10,3 до 26,3%; от 3,3 до 11,8%; от 0,8 до 7,2 %. По требованиям ЦМТУ 03-13-69 полученный концентрат относится к марке «КМЗ» (концентрат медный III сорта);

Б) мышьяково-кобальтовый концентрат с содержанием кобальта от 2,12 до 9,19 %; мышьяка от 7,5 до 15,57 %; меди – от 1,5 до 2,77%; висмута от 0,9 до 1,3 % при извлечении соответственно: от 65,2 % до 81,7 %; от 52,9 % до 74,5 %; от 4,3 до 28,7 %; от 22,0 до 45,8 %. По требованиям ЦМТУ 3349-53 данный концентрат по содержанию кобальта относится к I сорту. Сульфидные концентраты могут быть ценным сырьём для цветной металлургии;

В) вольфрамовый черновой продукт с содержанием триоксида вольфрама от 3,6 до 4,7 % при извлечении от 43,2 % до 72,6 % и выходе от 2,4 до 32,4 % будет направляться на доводочный завод для получения искусственного шеелита. Изучение возможности получения золота и серебра, а также, возможно, никеля и редких земель, из руд Каракульского месторождения не проводилось.

Запасы категории С<sub>2</sub> составили: кобальта – 20375 т (при среднем содержании 0,20%), висмута – 14416 т (0,14%), меди – 51,8 тыс. т (0,52%), триоксида вольфрама – 11040 т (0,11%), условного кобальта – 36868 т, золота – 1,245 т (0,47 г/т), серебра – 4,629 т (5,2 г/т). Оценка запасов никеля и редких земель из-за не изученности месторождения на эти компоненты не осуществлена в настоящее время.

#### *Обсуждение полученных результатов*

Изложенные материалы показывают, что на месторождении наблюдается определённая последовательность внедрения интрузивных и дайковых комплексов, с которым связываются разноэтапные метасоматиты и руды, выстраивающиеся в

определённой последовательности. Геолого-генетическая модель формирования сложной магмо-рудно-местасоматической системы Каракуль сводится к следующему сценарию.

Догранитный комплекс даек долеритов караююкского комплекса как видно из представленной схематической карты ориентирован субширотно, а простирание рудных зон имеет субмеридиональное направление. Следовательно, между внедрением даек и юстыдских гранитов произошли тектонические подвижки, заложившие рудолокализирующие разломы. Состав даек долеритов не вызывает сомнений в их мантийной природе, а парагенетически связанная минерализация раннего арсенидно-никелевого оруденения с апатитом также отвечает мантийным уровням рудообразующих флюидов. На диаграмме делериты караююкского комплекса попадают на высококалиевую ветвь частичного плавления шпинелевого перидотита (рис. 11), отражая более глубокий мантийный уровень источника плавления, чем поздних долеритов теректинского комплекса.

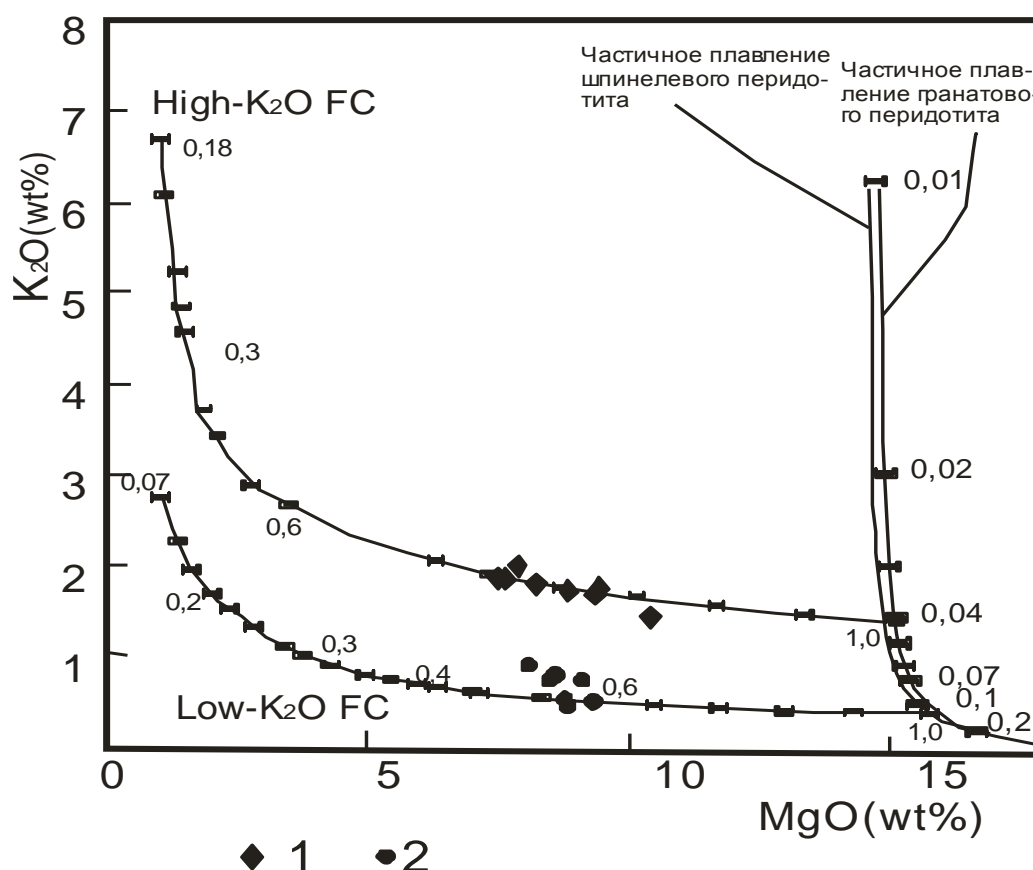


Рис.11. Диаграмма  $K_2O - MgO$  [Putirka, Busby, 2007] для дайковых образований караююкского и теректинского комплексов Каракульского рудного поля

1- Долериты караююкского комплекса, 2- долериты теректинского комплекса.

С дайками долеритов караююкского комплекса парагенетически связано раннее

никель-арсенидное оруденение (кварц-апатит-хлоантит-герсдорфит-аннабергитовая минерализация) и сопровождающих метасоматитов (кварц-биотитовый агрегат с апатитом с повышенными концентрациями редких земель).

Следующий этап связан с внедрением и становлением гранитоидов юстыдского комплекса. Парагенетически с ним связаны кварц-альбит-шеелитовые микропрожилки, пересекающие турмалиниты.

После значительного перерыва произошло внедрение даек чуйского долерит-лампрофирового комплекса ( $T_2$ ), с которым парагенетически связана минерализация сульфосенидно-кобальтового состава.

По взаимоотношениям агрегатов в рудах отчётливо видно, что последующая минеральная ассоциация медно-пирротинового состава пересекает основные рудные залежи кобальтовых руд в виде жил и прожилков. Вероятно, этот этап можно сопоставлять с внедрением теректинского комплекса ( $T_3$ ), с которыми парагенетически связаны медно-пирротиновые руды. По нашим наблюдениям с дайками теректинского комплекса в западной части региона (в междуречье Кокса-Аргут) связаны многочисленные проявления медно-пирротинового состава. Нередко кварц-пирротин-халькопиритовые жилы и прожилки пересекают долериты этого комплекса. Для этого этапа имеется определение изотопов свинца, приведенных в работе Шипилова Л.Д. и др. [Шипилов и др., 1968]. Следует отметить, что соотношение изотопов свинца тяготеет к изохроне 1,75 млрд. лет и попадает в область компонента мантии, обогащённого радиогенным свинцом (рис. 12).

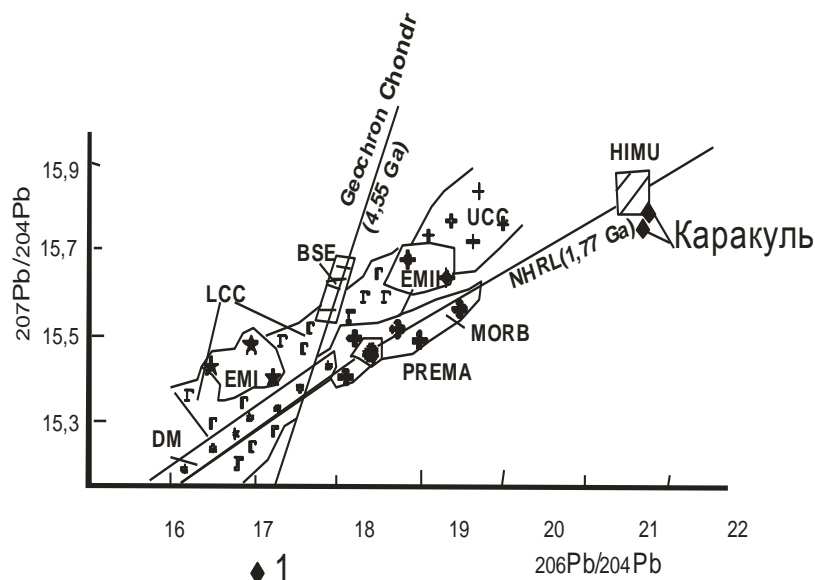


Рис. 12. Диаграмма  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  [Rollinson, 1993] в галените месторождения Каракуль

PREMA- превалирующая мантия; DM – деплетированная мантия; HIMU- компонент мантии, обогащенный радиогенным свинцом; EM I – обогащенная мантия нижнекоревым компонентом; EM II – обогащенная мантия верхнекоревым компонентом; MORB – океанические базальты; BSE- валовый состав Земли [Allegre et al., 1988]; LCC, UCC – нижне- и верхнекоревые компоненты; Geochron Chondr- хондритовая геохронология; NHRL- положение изотопной корреляционной диаграммы в северной полушарии от проверочной линии. 1-Составы радиогенных изотопов свинца месторождения Каракуль.

Следующий этап в развитии Каракульской МРМС соотносится с активизацией региона под влиянием разломной тектоники Сибирского суперплюма [Vorisenko, Sotnikov..., 2006], овеянного в прожилках серебряно-сурьмяной сульфосольной минерализации.

#### **4.2, Уландрыкская медно-редкоземельно-спекуляритовая система**

Уландрыкская медно-редкоземельно-спекуляритовая МРМС приурочена к аксайскому вулканическому комплексу, с которым имеет парагенетические связи. Аксайский вулканоплутонический комплекс девона в западной части Алтае-Саянского региона является одним из наиболее продуктивных на различные полезные ископаемые. На юго-востоке Горного Алтая в пространственной и парагенетической связи с ним находится железное, марганцевое, урановое, медное, золотое, флюоритовое, спекуляритовое, урановое и редкоземельное оруденение. На приграничной территории с Китаем и Монголией (рис.13) в двух наиболее крупных девонских вулканотектонических структурах (ВТС): Калгутинской (1) и Аксайской (2), сформированы резко-различные магмо-рудно-метасоматические системы (МРМС): Калгутинская медно-молибден-вольфрамовая и Уландрыкская феррооксид-медно-редкоземельная с золотом. Калгутинский рудный узел и известное одноименное месторождение достаточно широко освещены в литературе, продолжая оставаться объектом горно-добычных, геологоразведочных работ и научных исследований [Поцелуев и др., 2008]. Нетрадиционное для России оруденение Уландрыкского рудного узла [Гусев, Николаева, Гусев, 2006], размещающегося в Аксайской ВТС, менее изучено. В результате полевых исследований, выполненных ВСЕГЕИ в 2007 году по оценке потенциально-ресурсных минерагенических зон аккреционно-коллизийных областей в сотрудничестве с Горно-

Алтайской экспедицией, проводящей на этой территории ГДП-200 совместно с авторскими материалами, получены новые данные по Аксайской МРМС, которые рассматриваются ниже.

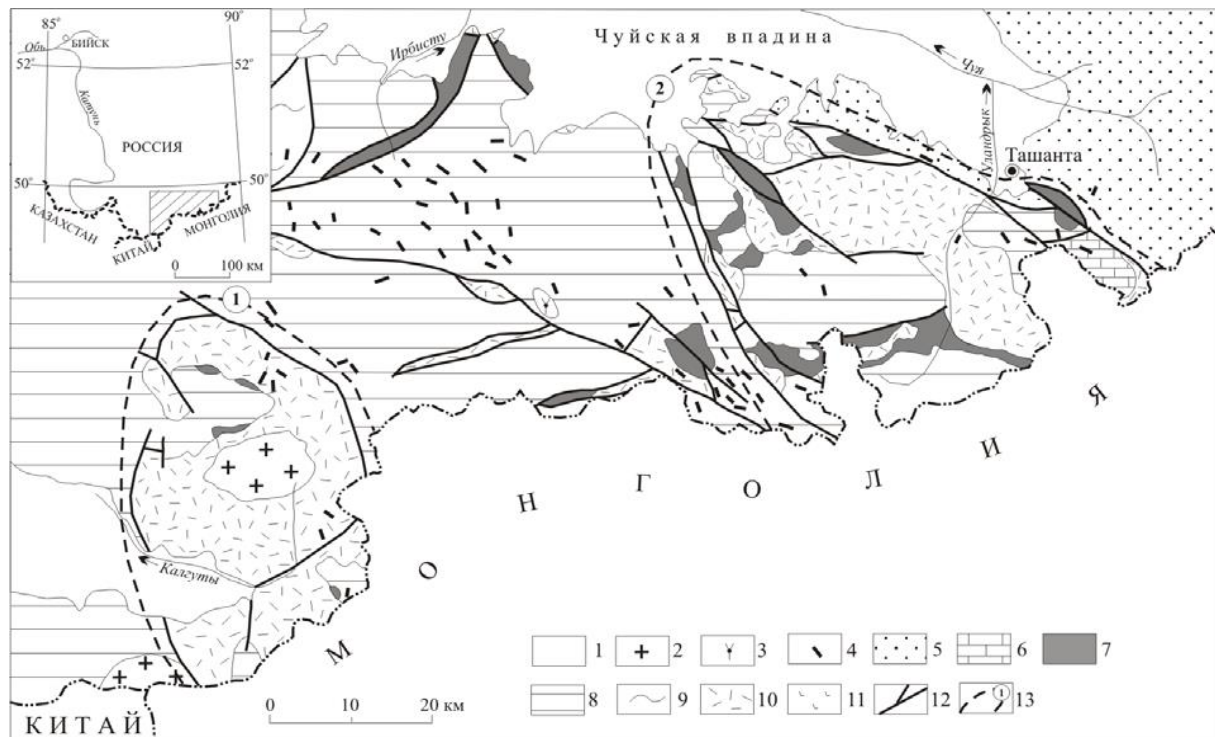


Рис. 13. Схема геологического строения юго-восточного Горного Алтая

1 - рыхлые отложения, KZ; 2 – гранитоиды чиндагатуйского комплекса,  $T_3-J_1$ ; 3 - монцодиориты, граносие-ниты тархатинского комплекса,  $T_{1-2}$ ; 4 - лампрофиры и лампроиты чуйского комплекса,  $T_{1-2}$ ; 5-8 - карбонатные и терригенные отложения: 5 -  $D_{2-3}$ , 6 -  $D_1$ , 7 -  $S_1-D_1$ , 8 -  $E_2-O_1$ ; 9 - метаморфические образования Южно-Чуйского комплекса, PZ - PR; 10 – 11 - аксайский вулканический комплекс,  $D_1$ : 10 - высококалийный (аксайский) тип, 11 - высоконатриевый (оюмский) тип; 12 - разломы; 13 - контуры ВТС: 1 - Калгутинской, 2 – Аксайской.

### *Геологическое строение*

Аксайская ВТС представляет собой вытянутую на северо-запад вулканотектоническую постройку центрального типа эллипсоидальной формы, шириной до 40 км и протяженностью около 120 км на российской территории до границы с Монголией и еще порядка 50 км на территории Монголии. В пределах этой структуры (рис.14) распространены вулканогенные породы аксайского вулканического комплекса и терригенные породы уландрыкской свиты ( $S_1-D_1$ ?), фундаментом для которых служат метапесчаники и хлоритовые сланцы катунской свиты ( $E_2-O_1$ ).

Аксайский вулканический комплекс включает в себя эффузивные и вулканогенно-осадочные образования аксайской свиты и субвулканические образования, слагающие крупную вулканическую постройку в петротипической местности в бассейнах рек Чаган-Бургазы и Уландрык.

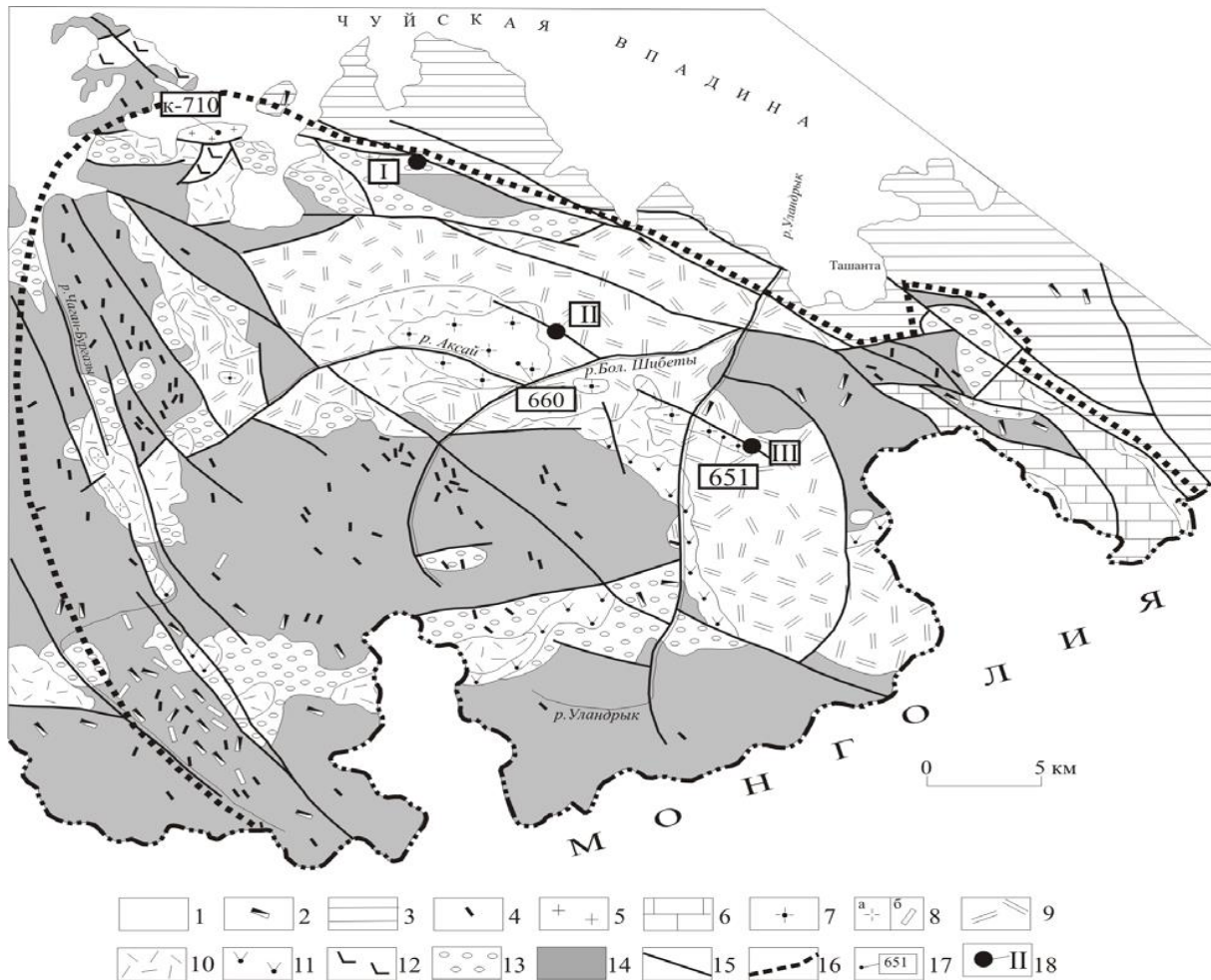


Рис. 14. Геологическое строение Аксайской ВТС

1 – рыхлые отложения, Q; 2 – дайки лампрофиров и лампроитов (чуйский комплекс,  $T_{1-2}$ ); 3 – карбонатно-терригенные отложения Делюно-Юстыдского прогиба (юстыдская серия,  $D_{2-3}$ ); 4 – дайки долеритов ( $D_2$ ); 5 – лейкоплагиограниты оюмского массива; 6 – карбонатно-терригенные отложения (даянская свита,  $D_1$ ); 7-12 – породы аксайского вулканического комплекса ( $D_1$ ): субвулканические субщелочные лейкограниты (7), ультракалиевые лейкограниты (8а) и дайки риолитов (8б); эффузивные трахириолиты и риолиты верхней части разреза (9), ультракалиевые риолиты нижней части разреза (10), трахиандезибазалты, трахиандезиты, андезиты, дациты (11), андезиты, трахиандезиты, трахиандезибазалты, базальты (12); 13 – карбонатно-терригенные отложения (тархатинская и уландрыкская свиты,  $S_1-D_1$ ); 14 –

хлоритовые сланцы и метапесчаники (горноалтайская серия,  $E_2-O_1$ ); 15 – разломы; 16 – условные границы Аксайской ВТС; 17 – точки определения возраста пород; 18 – рудные поля: I – Красногорское (золото-медно-железорудное), II – Рудный Лог (спекуляритовое), III – Уландрыкское (медно-редкоземельно-спекуляритовое).

Аксайская свита расчленяется на нижнюю (трахиандезиты, трахибазальты, трахианде-зибазальты, андезиты, дациты) и верхнюю (риолитоиды) подсвиты. В составе последней выделяются три пачки: нижняя – преимущественно низкощелочные риолиты, средняя – нормальные риолиты, верхняя – трахириолиты. Во всех подразделениях пирокластические и осадочные разности играют подчиненную роль. По масштабам развития резко преобладают кислые вулканиты верхней подсвиты. Палеонтологические данные о возрасте свиты отсутствуют. Лавы аксайской свиты с угловым несогласием залегают на терригенных породах уландрыкской свиты, в которой в бассейне р. Уландрык в красноцветных песчаниках со знаками ряби были выявлены плохой сохранности обрывки кутикул и спор псилофитов девонского возраста [Родыгин, 1962]. Обугленная растительная органика девонского облика выявлена также в песчаниках на левобережье р. Чаган-Бургазы. Уландрыкская свита условно отнесена к эмскому веку раннего девона.

С даянской свитой, считающейся более высокой по стратиграфическому положению, контакты не обнажены, но, учитывая обилие галек риолитов в базальных конгломератах последней, взаимоотношения предполагаются несогласные.

Субвулканические образования представлены Оюмским, Аксайским, Уландрыкским, Чаган-Бургазинским, Демисинским и Сар-Гобинским массивами лейкогранитов и дайками трахириолитов. Субвулканические тела, размещенные среди покровных фаций вулканитов, считаются комагматичными: плагиограниты Оюмского массива низкокалиевым риолитам нижней пачки верхней подсвиты аксайской свиты, остальные массивы являются комагматами более поздних извержений (сопоставляются с трахириолитами верхней подсвиты). Наиболее крупные Аксайский и Уландрыкский массивы (рис.14) имеют размеры 8х4 км и 5х1 км, соответственно, и вытянуты в ЗСЗ направлении.

Петрографическое своеобразие Аксайского и Уландрыкского массивов гранофировых гранитов заключается в их микропегматитовом (гранофировом) базисе и лейкократовом составе при почти полном отсутствии темноцветных минералов. В свое время гранофировые граниты были детально охарактеризованы в ряде работ, причем

доказывалось как их магматическое происхождение [Лапин, 1964; Родыгин, 1960], так и метасоматическое [Мариич, 1975].

Контактные изменения субвулканических тел на границе с покровными риолитами невыразительные, зачастую переходы постепенные. В полосчатые биотитовые роговики превращены хлоритовые метапесчаники и сланцы катунской свиты из фундамента Аксайской ВТС, которые иногда вскрываются из под аксайской свиты по бортам р. Уландрык.

### **Эндогенное оруденение**

Вблизи северо-восточной границы Аксайской ВТС (рис.14) выделяются три рудных поля: золото-медно-железородное Красногорское (I), железородное Рудный Лог (II) и железо-медно-редкоземельное Уландрыкское (III).

Красногорское рудное поле расположено в восточном и северном экзоконтактовом ореоле Оюмского и Красногорского гранитных массивов в зоне Чарышско-Теректинского разлома. Оруденение в полосе 18х3км вдоль зоны разлома представлено прожилково-вкрапленным и гнездовым магнетитом в эпидотизированных терригенных породах, брекчиевыми и прожилково вкрапленными гематит-магнетитовыми рудами, ли-монитизированными тектоническими брекчиями с медным (до 7%), мышьяковым (до 1 %) и золотым (до 2.2.г.т) оруденением.

Рудное поле Рудный лог представлено кварц-гематитовой зоной протяженностью 8 км и шириной до 100м, локализованной в дугообразном разломе, опоясывающем с СВ Аксайский массив. Вблизи рудоносной зоны лавы и туфы альбитизированы. Контактная часть массива представлена брекчиями с многочисленными обломками гранитов и эффузивов, сцементированных криптозернистой массой кварца с пылевидным гематитом и флюоритом.

Уландрыкское рудное поле представлено железо-медно-редкоземельным оруденением в тектонических брекчиях по туфам и риолитам аксайской свиты и гранитам Уландрыкского массива. Оруденение локализовано вдоль северного эндо- и экзоконтакта Уландрыкского массива в виде четырех сближенных (в 200-400 м между собой) параллельно расположенных зон брекчий с кварц-гематитовым (спекуляритовым) матриксом, шириной 60-100 м и длиной 1,4 – 6 км, в целом составляющих полосу шириной до 1 км и длиной 6,6 км. Рудные тела линзовидной и сложной морфологии мощностью до 18 м тяготеют к осевой части зоны и представлены гидротермалитами, метасоматитами и метасоматизированными брекчиями с прожилково-гнездово-вкрапленным распределением рудных минералов и



густо пронизанными тонкими (от 2-3 мм до 10-15 см) жилками сливного гематита. Руды относятся к окисленным. Главные рудные минералы: малахит, азурит, хризоколла, гематит, пиролюзит, эринит, пирит, халькопирит. Первичные сульфиды весьма редки. В числе редких и второстепенных минеральных видов отмечаются ковеллин, самородная медь, тенорит, халькозин, куприт, борнит, брошантит, скородит, ильменит, магнетит, пирротин, висмутин, кобальтин, шеелит. Нерудные минералы представлены в основном кварцем, калишпатом, серицитом, кальцитом, доломитом.

Главные полезные компоненты руд – медь, железо, кобальт, иттрий, иттербий, молибден. По данным химанализа бороздовых пробмаксимальные содержания меди установлены в рудных брекчиях – до 7,45 %, кварцевых жилах с медной минерализацией - до 3,77%, кварцитовидных метасоматитах - до 1,86 %, интенсивно карбонатизированных метасоматитах - до 1,52%. В меньшей степени измененные пирит-серицит-кварцевые метасоматиты и граниты характеризуются более низкими содержаниями меди – до 0,7%. Среднее содержание меди по проявлению - 0,7% при бортовом содержании 0,4%. По данным химического анализа максимальное содержание валового железа в малахит-кварц-гематитовых брекчиях - 35,97%, в среднем по проявлению – 17,57 %. Максимальные концентрации сопутствующих компонентов: хрома - 0,5%, золота - 0,5 г\т, лантана - 0,01%, стронция - 0,1%, мышьяка - 0,1%, висмута - 0,001%, сурьмы - 0,01%, серебра - 30 г\т, бария - 6,92%, иттрия - 0,1%, ниобия - 0,01%, иттербия – 0,007%, вольфрама, ванадия - 0,05%, молибдена – 0,005%.

Нами изучено медное оруденение в первичных рудах, которое представлено халькопиритом, иногда в «рубашке» делафоссита, халькозином, теннантитом, в окисленных рудах - малахитом, азуритом, хризоколлой и эринитом. Кроме меди в рудах повышенные содержания Ва (до 7% ), Zn, Sb, As, Y, TR.

### ***Субвулканические образования***

К субвулканическим образованиям относятся граниты Аксайского и Уландрыкского массивов, которые рассматриваются как гиперсольвусные лейкократовые. Они полностью лишены темноцветных минералов, имеют розовый с желтоватым оттенком цвет и брекчиевую текстуру с пятнистым распределением окраски. Многочисленные неправильные миароловые пустоты размером до 0,7 см в поперечнике иногда выполнены кварцем, гематитом, лимонитом, флюоритом. Редкие порфировые выделения представлены изометричными зернами кварца 1-2 мм в поперечнике и таблитчатыми выделениями K-Na полевого шпата размером 1- 2 до 5 мм.



Рис.15. Сферолоидная отдельность в субвулканических гранитах

Слева: Аксайский массив, приустьевая часть рек Аксай и Бол. Шибеты, обн. 660 на рис.2.; справа – внутренне строение сферолоида в Уландрыкском массиве в обн. 650. внешняя розовая оболочка – проба 650 в табл.1 , центральная серая часть – проба 650-2 в табл.1.

В наиболее крупном Аксайском массиве, наряду с протомагматическими брекчиями, свидетельствующими о неравномерной кристаллизации и взламывании закристаллизованных участков, весьма характерны грубая матрацевидная отдельность и глобулярное сложение, с размером сферолоидов от первых сантиметров до 0,5 м в поперечнике. Внутренне строение крупных сферолоидов показано на рис.3, ядерная часть серого цвета отличается немного повышенным содержанием кварца по сравнению с розовой оболочкой. Иногда (т.н. 651) наблюдались тупо выклинивающиеся белые (в свежем сколе светло-кремово-серые) шлиры шириной от 2-3 см до 0,7 м и первые метры в длину. Эти породы под микроскопом имеют сферолитовую текстуру. Сферолиты сложены

калиштом и кварцем с гранофировой структурой, межсферолитовый базис более крупнокристаллический и обогащен альбитом и мусковитом. Нормативное содержание альбита в их составляет 28%, но модальное не превышает 10%, остальной Na входит в состав K-Na полевого шпата.

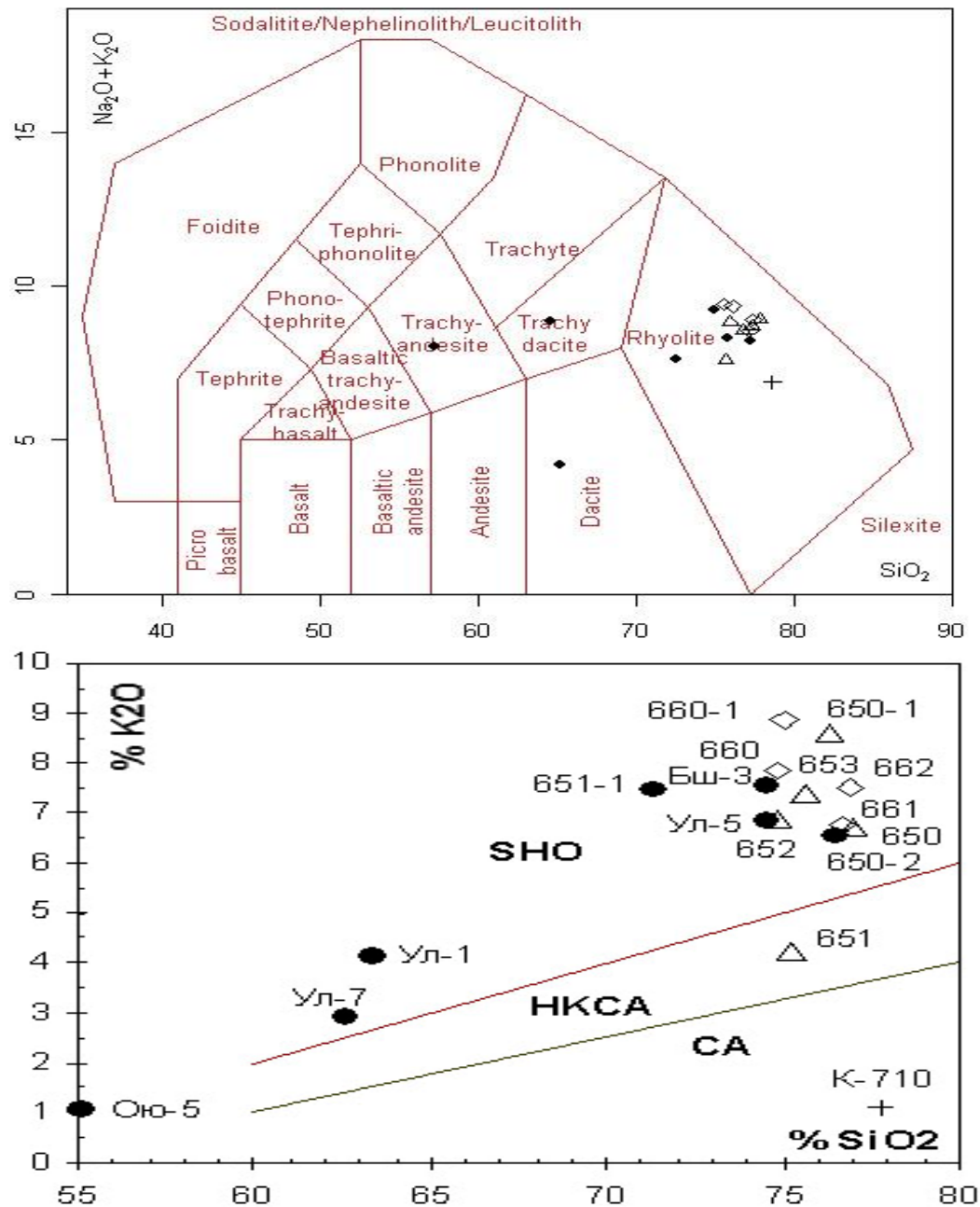


Рис. 16. Положение аксайского вулканического комплекса на диаграммах: сверху – TAS, внизу -  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  [Pecерillo, Taylor, 1976].  
 Поля серий: SHO- шошонитовой, НКСА – высоко-калиевой известково-щелочной, СА – известково-щелочной. Залитые кружочки – покровная фация аксайского вулканического комплекса, ромбики – Аксай-ский массив, треугольники – Уландрыкский массив, крестик – Оюмский массив. Номера соответствуют пробам в табл. 9.

Таблица 9

## Химический состав пород и руд

Компо- нент	1 (Ою-5)	2 (Ул-7)	3 (Ул-1)	4 (Ул-5)	5 (Бш-3)	6 (651-1)	7 (652)	8 (650)	9 (650-1)	10 (650-2)
SiO <sub>2</sub>	55.05	62.59	63.53	74.51	74.54	71.30	76.50	74.8	76.3	77
TiO <sub>2</sub>	0.99	0.96	1.04	0.18	0.19	0.76	0.15	0.14	0.11	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.56	14.32	13.77	12.94	13.56	14.20	11.80	12.1	11.8	11.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.17	11.05	8.33	2.31	1.37	3.19	1.64	2.56	1.15	1.18
MnO	0.04	0.12	0.06	0.03	0.03	0.013	0.042	0.027	0.013	0.11
MgO	5.16	1.77	1.12	0.10	0.32	0.49	0.19	0.14	0.11	0.13
CaO	1.17	0.91	1.38	0.17	0.08	0.68	0.52	0.37	0.23	0.32
Na <sub>2</sub> O	6.65	1.11	4.53	2.35	0.60	<0.05	1.58	1.84	0.18	1.94
K <sub>2</sub> O	1.07	2.91	4.14	6.83	7.56	7.47	6.56	6.87	8.59	6.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.40	0.29	0.34	0.03	0.02	0.19	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
ППП	4.20	3.92	1.91	0.68	1.77	1.75	0.98	0.69	0.86	0.64
Сумма	100.49	100.00	100.07	100.03	100.05	100	100	99.6	99.4	100
Cr	56	6	67	10	6	20.5	76.6	211	53.4	47
V	165	43	57	7	8	26.5	6.43	4.62	1.29	6.06
Ni	50	20	45	12	28	3.72	3.2	98	66.6	2.99
Co	26	11	10	2	2	8.11	3.41	4.96	3.12	7.46
Cu	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	52	58.7	10.7	10.1	63.8
Zn	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	20	12.9	24.1	23.4	24.4
Pb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	<1	2.52	4.47	5.1	8.77
Sb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.24	0.50	1	4.3	0.3
Rb	17	146	113	216	253	303	193	195	221	184
Ba	265	446	676	283	629	323	653	446	429	439
Sr	72	37	69	38	21	9.99	26.1	26.3	20.7	24.6
Nb	10.8	14.7	18.2	27.5	21.3	21.8	21.2	39.1	36.1	35.6
Ta	0.8	1.8	1.7	2.9	2.1	1.35	1.53	2.1	1.94	2.24
Zr	142	304	370	256	235	398	205	256	222	259
Hf	5	10	10	10	7	9.69	6.66	8.73	8	10.3
Y	18	56	57	81	78	38.6	63.4	82.6	62.2	130
Th	10.8	16.9	13.5	23.8	18.2	14.3	14.6	16.1	15.8	19.2
U	1.8	3.9	3.4	5	5.7	3.57	3.77	2.9	3.7	4.13
La	44.8	39.5	26.9	58.24	32.5	7.95	39.3	58.8	26.1	253
Ce	93.25	89.68	60.71	141.30	71.08	17.5	82.9	127	86.1	149
Pr	11.26	11.14	7.8	16.28	8.52	2.39	9.98	15.2	7.28	57.6
Nd	42.57	44.38	32.69	64.03	33.24	9.57	38.6	60.4	28.8	227
Sm	7.81	10.04	7.63	14.87	7.96	2.86	8.45	13.9	6.67	50.8
Eu	1.82	2.22	1.81	0.56	1.1	0.47	1.2	1.32	0.9	5.5
Gd	4.96	9.93	7.74	13.99	9.96	3.61	9.09	13.5	7.02	50.5
Tb	0.7	1.57	1.38	2.37	1.84	0.75	1.56	2.28	1.5	6.36
Dy	3.87	10.14	9.47	15.46	12.27	5.48	10.1	13.9	9.91	29.8
Ho	0.78	2.24	2.12	3.24	2.57	1.37	2.29	2.88	2.33	4.98
Er	2.24	6.43	6.2	9.31	7.21	4.56	6.24	8.35	6.77	12.30
Tm	0.35	0.94	0.89	1.361	1.06	0.67	0.89	1.2	1.03	1.54
Yb	2.23	5.98	5.76	8.70	6.75	4.6	6.02	7.69	6.42	10.4
Lu	0.35	0.92	0.91	1.34	0.97	0.71	0.92	1.08	0.96	1.35
ΣTR	216.98	235.11	172	351.05	197.02	62.49	217.54	327.5	191.79	860.13

Продолжение таблицы 9

	11 (651)	12 (653)	13 (660)	14 (660-1)	15 (661)	16 (662)	17 (К-710)	18 (654)	19 (655-2)
SiO <sub>2</sub>	75.2	75.6	74.8	75	76.7	76.9	77.8	57.2	33.7

TiO <sub>2</sub>	0.06	0.11	0.22	0.12	0.11	0.1	0.23	0.56	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.9	12.3	12.7	12	12.2	12.2	13	11.4	0.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1	1.02	1.27	2.2	1.94	1.41	0.65	2.03	8.57
MnO	0.09	0.026	0.016	<0.01	0.011	0.018	0.01	0.16	0.12
MgO	0.13	0.066	0.42	0.072	<0.05	<0.05	0.16	0.29	<0.05
CaO	0.4	1.17	0.32	<0.01	0.091	<0.01	0.32	12.5	0.2
Na <sub>2</sub> O	3.31	1.02	1.47	0.33	1.76	1.35	5.7	3.04	0.15
K <sub>2</sub> O	4.23	7.39	7.84	8.88	6.73	7.51	1.11	1.95	0.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	<0.05	0.075	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.15	<0.05
ппп	0.39	1.45	0.64	0.77	0.58	0.51	0.85	10.7	2.64
Сумма	100	100	99.8	99.5	100	100	99.9	100	46.5
Cr	74.9	40.9	36.1	54.5	176	78	64.6	99.1	104
V	2.53	<1	<1	1.35	2.29	1.12	15	37.2	13.3
Ni	110	68	61.4	44.7	117	133	30.5	5.9	73.5
Co	3.72	2.66	2.4	2.18	3.46	5.62	2.04	6.54	164
Cu	12.7	65.1	43.1	40.7	14.9	13.1	14.3	4470	6370
Zn	10.9	30.1	23.4	28.1	26.7	22.9	18.1	31.3	1530
Pb	0.05	15.5	5.09	1.04	3.55	3.98	<0.1	24.5	49.3
Sb	1	9.33	4.73	2.47	<2	<2	0.42	0.95	1440
Rb	178	197	233	250	207	185	33.3	100	8.53
Ba	550	1240	441	421	406	488	20	36.3	26200
Sr	19.3	36.2	25.7	20.1	23.3	24.1	<0.03	89.1	<0.03
Nb	37.1	36.4	36.7	36.5	37.2	40	19.5	5.5	0.79
Ta	2	2.14	2.07	1.92	1.99	2.1	1.92	0.44	0.66
Zr	228	255	261	265	266	250	198	83.5	11.8
Hf	8.27	8.83	9.38	9.62	9.61	9.31	6.78	3.11	0.9
Y	65.3	78.4	92.6	60.4	93.9	81.9	38.3	376	470
Th	16.2	16.3	16.4	15.6	17.9	16.2	23.7	9.43	1.75
U	3.7	5	4.4	3	3.9	4.2	2.83	1.45	9.7
La	9.86	58.7	91.8	19.4	72.4	61.5	3.13	3600	286
Ce	23.4	125	150	35.6	156	127	5.02	7070	676
Pr	2.33	15.3	23.6	4.89	18.1	16.2	0.58	843	83.5
Nd	9.31	61	96.6	19.1	72.1	62.8	2.26	3420	359
Sm	2.52	13.9	23.3	4.05	16.5	14.3	1.23	674	104
Eu	0.47	1.46	2.38	0.46	1.62	1.66	0.22	60.8	33.3
Gd	4.04	13.4	23.2	4.74	16.8	14.8	2.82	494	98.6
Tb	1.11	2.3	3.55	1.04	2.76	2.36	0.72	41.5	13.9
Dy	9.17	13.7	17.7	8.31	15.8	14.4	5.39	123	75.5
Ho	2.3	2.85	3.25	2.13	3.33	3.06	1.31	11.5	14.8
Er	6.62	7.93	8.03	6.78	8.99	8.42	4.02	14.2	42.6
Tm	1	1.21	1.13	1.07	1.24	1.26	0.61	1.01	6.77
Yb	6.25	7.52	7.04	6.76	7.95	8.03	4.33	11.3	50.9
Lu	0.91	1.21	1.07	0.99	1.12	1.22	0.6	1.33	8.26
ΣTR	79.29	325.48	452.65	115.32	394.71	337.01	31.64	16365	1853.1

Примечание. 1-7 – аксайская свита: 1 – трахиандезиты, 2 – дациты, 3 – трахидациты, 4-7 – высоко-К риолиты; 8-17 – субвулканические граниты: 8-12 – Уландрыкского массива, 13 - 16 – Аксайского массива, 17 – Оюмского массива; 18 - 19 – медно-редкоземельные руды: 18 – альбитизированные и карбонатизированные туфы с гнездовой сульфидно-окисной минерализацией меди и монацитом; 19 – выветрелые кавернозные кварц-барит-лимонит-баритовые руды с хлоротилом.

Своеобразие химического состава аксайского вулканического комплекса выражается в ультракалиевом составе значительной части слагающих его пород ( $K_2O > 5\%$ ;  $K_2O/Na_2O > 3$ ). По уровню общей щелочности большинство пород является умеренно щелочными. По преобладающему калиевому типу щелочности они принадлежат к шошонитовой серии (рис 16). По содержанию главных компонентов породы аксайского вулканического комплекса является плюмазитовыми (индекс Шенда  $> 1,15$ ). Среди гранофиоров преобладают высококремнеземистые составы ( $SiO_2 > 74\%$ ), по общей щелочности (рис.16) соответствующие риолитам. Во всех анализах сумма щелочей меньше содержания глинозема, т.е. породы не являются агпайтовыми. По соотношениям Rb, Y, Nb, Ta (рис. 17) грани-тоиды аксайского вулканического комплекса относятся к внутриплитовым, причем формирующимся в условиях утоненной континентальной литосферы. Гранофиоровые граниты имеют повышенные содержания Ga (отношение Ga/Al в большинстве пород около 3, только альбитизированные граниты имеют Ga/Al =1,81). На диаграмме Ga-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Y-SiO<sub>2</sub> гранофиоровые граниты попадают в поле А-типа гранитов.

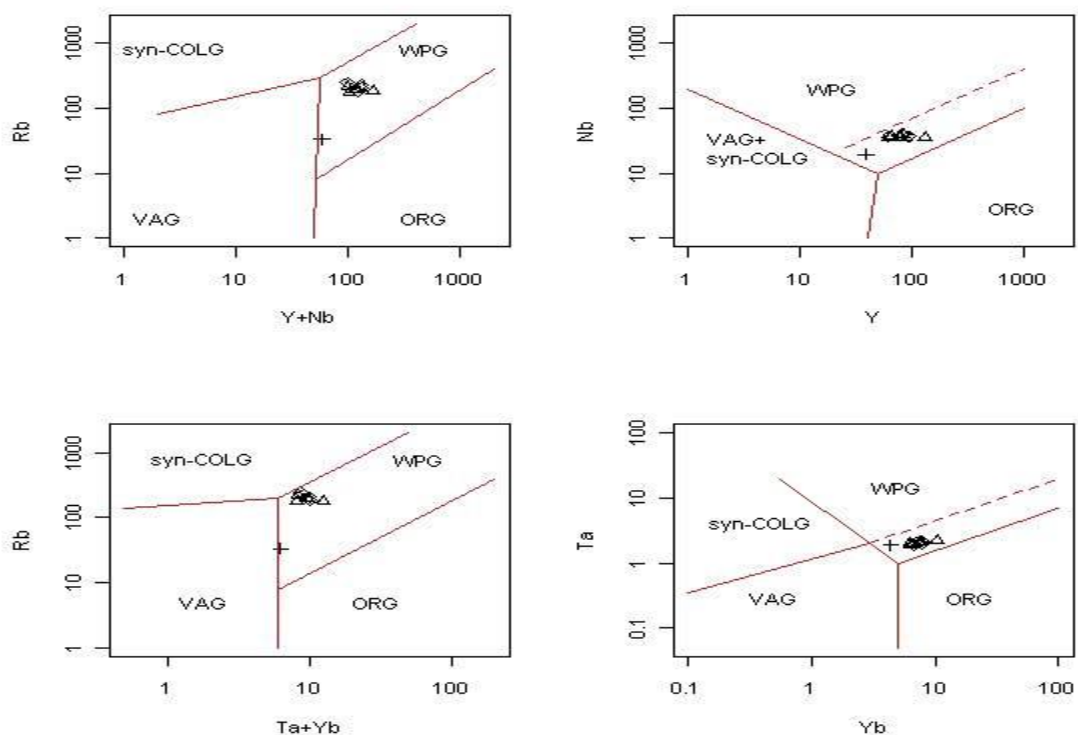


Рис. 17. Положение гранитоидов аксайского вулканического комплекса на дискриминационных диаграммах [Pears, Harris, Tindle, 1984]

syn-COLG - синколлизонные граниты, WPG - внутриплитовые граниты, пунктирной линией ограничена зона перекрытия гранитоидов, формирующихся в



условиях утоненной континентальной литосферы с одной стороны и аномальных сегментов океанических хребтов с другой, ORG - граниты океанических хребтов, VAG -граниты вулканических дуг.

На диаграммах [Whallen et al., 1987] в координатах:  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  относительно содержаний Zr, Y, Ce, Zn,  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ , агпаитового индекса,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , которые здесь не приводятся для эконо-мии места, гранитоиды аксайского вулканического комплекса классифицируются как анорогенные (А-тип). Дальнейшее уточнение на диаграммах  $\text{Y}/\text{Nb} - \text{Rb}/\text{Nb}$  и  $\text{Y}/\text{Nb} - \text{Sc}/\text{Nb}$ , а также треугольных диаграммах  $\text{Y}-\text{Nb}-\text{Ce}$ ,  $\text{Y}-\text{Nb}-3\text{Ga}$  [Ебу, 1992] показало, что гранитоиды отно-сятся к  $\text{A}_2$ -типу – посторогенным гранитам.

На диаграмме La- Nbполные типы локализуются в поле литосферного источника (рис. 18).

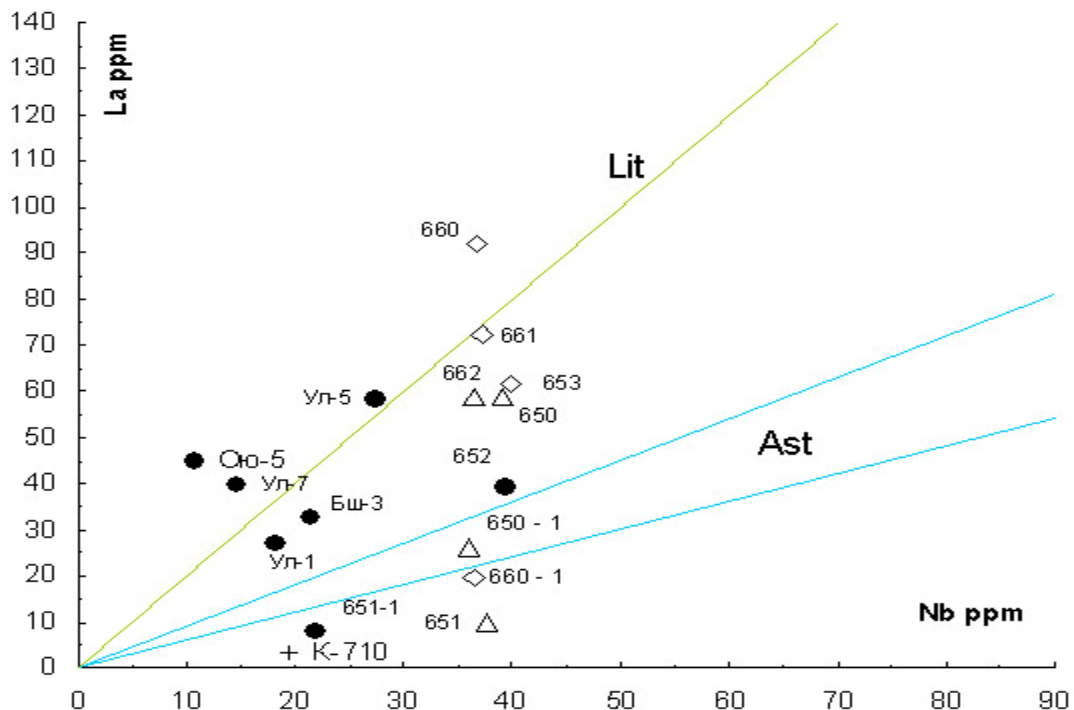


Рис. 18. Диаграмма La-Nb [DePaoloetal., 2000] для аксайского вулканического комплекса.

Поля на диаграмме: Ast – поле лав, производных астеносферного источника,  $\text{La}/\text{Nb}$  от 0,6 до 0,9. Lit – литосферный источник,  $\text{La}/\text{Nb}>2$ .

Изотопные данные аксайской свиты в Аксайской ВТС:  $\delta \text{Nd} (\text{T})$  от -1,54 до +1,58;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.706475 – 0.708023 [Врублевский и др, 2007] интерпретируются для магматического очага как смешанные корово-мантийные. Большинство пород

аксайского вулканического комплекса имеют отношения  $La/Nb < 2$ , свойственные вулканитам с астеносферным источником [DePaolo et al., 2000].

#### *Минеральный состав медно-редкоземельных руд*

Первичные руды представлены светло-серыми кварц-альбит-карбонатными брекчиевидными породами с флюидалной текстурой, образованными по эффузивам или туфам кислого состава. На выветрелой поверхности цвет буровато-коричневый с зеленоватыми пятнами, в свежем сколе кремово-серые брекчиевидные породы с пятнистым распределением окраски и многочисленными неправильными по форме выделениями темно-коричневого до черного цвета и зелеными выделениями малахита. Примерно на 40% породы представлены кварцем и альбит-олиголазом в равных соотношениях. Кальцит составляет порядка 40%. В ассоциации с кальцитом встречаются анкерит (5-7), гидрослюдисто-серицитовые скопления – 5-10%, сгустковые выделения лейкоксена, апатит и монацит до 5%. Монацит представлен как кристаллографически правильными таблитчатыми и удлиненно-призматическими бипирамидальными кристаллами, так и бесформенными выделениями. Размер кристаллов 0,1-0,5 мм. По краям монацита, а также в виде самостоятельных неправильных вытянутые иногда струйчатых выделений наблюдается редкоземельный карбонат – кальциоансилит (?). В подчиненных количествах отмечаются бесформенное выделение ксенотима.

В окварцованных и карбонатизированных участках встречаются уплощенные гнездовые выделения пирита и халькопирита в сростках размером до 5 мм, единичные зерна арсенопирита, халькозина и теннантита. Крупные агрегаты пирита и халькопирита содержат включения самородного висмута и золота, которые идентифицируются на микрозонде как бессернистые включения Fe-Cu-Bi и Fe-Cu-Au состава, вероятно содержащие самородный висмут и золото в распыленном виде. В пирите по трещинкам наблюдается брекчирование и цементация ферротеннантитом.

Часто встречающиеся в рудах гнездовые выделения черного цвета размером до 0,5-1 см, обычно лепешковидные уплощенные. Они имеют футляровидное строение: в центральной части наблюдаются зерна халькопирита, по периферии они окружены «рубашкой» делафоссита, вокруг которого каемка гематита, гетита, прерывистых выделений малахита. В каемке гематита содержание CuO может достигать 16%. В оболочке делафоссита вокруг включений халькопирита отмечаются невысокие содержания РЗЭ (La, Ce, Dy) не более 1%. В оболочке гематита содержание Cu 10%, Nd 0,18%. В делафоссите содержание РЗЭ обычно ниже предела чувствительности



анализа. В краевой части выделения делафоссита встречено включение киновари с примесью Fe и Cu, окруженное оторочкой, обогащенной Zn. Выделения кальциоансилита иногда содержат до 1-2% FeO и до 1% CuO.

По величине  $\delta^{13}\text{C}$  в кальците пробы 655-2, составившей  $-3,4 \text{ ‰}_{\text{PDB}}$ , можно пред-полагать мантийный источник для углерода, что также подтверждается отсутствием Eu-минимума на спайдеграмме в этой пробе. Значение  $\delta^{18}\text{O}$  равное  $-10,8 \text{ ‰}_{\text{PDB}}$  свидетельствует об участии метеорных вод при образовании кальцита.

По цирконовому геотермометру фиксируются стабильные значения температуры насыщения расплава цирконием для начала кристаллизации циркона – во всех пробах от  $821,8^\circ$  до  $851,7^\circ$  в среднем  $840^\circ$ . Насыщенность расплава РЗЭ с их последующей кристаллизацией в виде монацита в ядерных окварцованных частях сферолоидов достигалась при температуре  $962^\circ$ , в краевых частях при  $856^\circ$ , наиболее низкая температура насыщения РЗЭ в альбит-содержащей разновидности гранофировового гранита в Уландрыкском массиве ( $756,4^\circ$ ) и кварц-альбитовых гранит-порфирах Оюмского массива ( $642,3^\circ$ ).

Таблица 10

Температуры ( $^\circ\text{C}$ ) насыщения расплава элементами для начала фракционной кристаллизации аксессуарных минералов (рассчитаны по методике [Janoušek 2006])

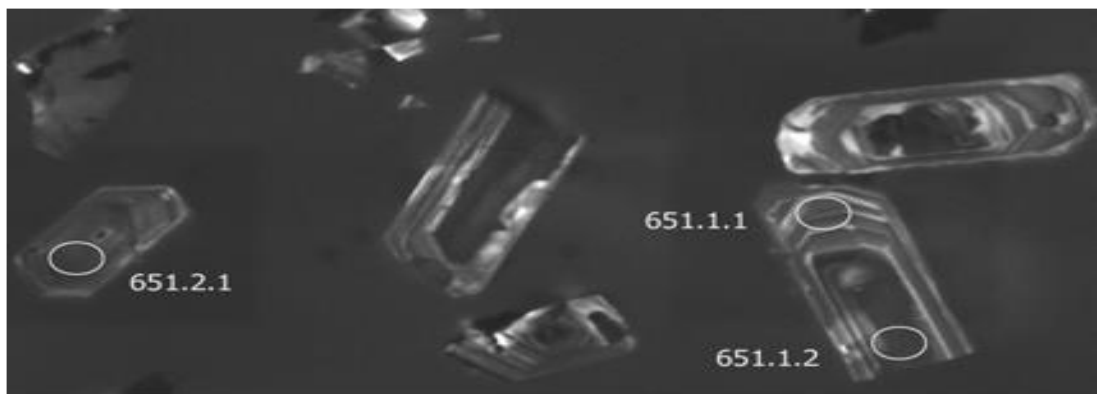
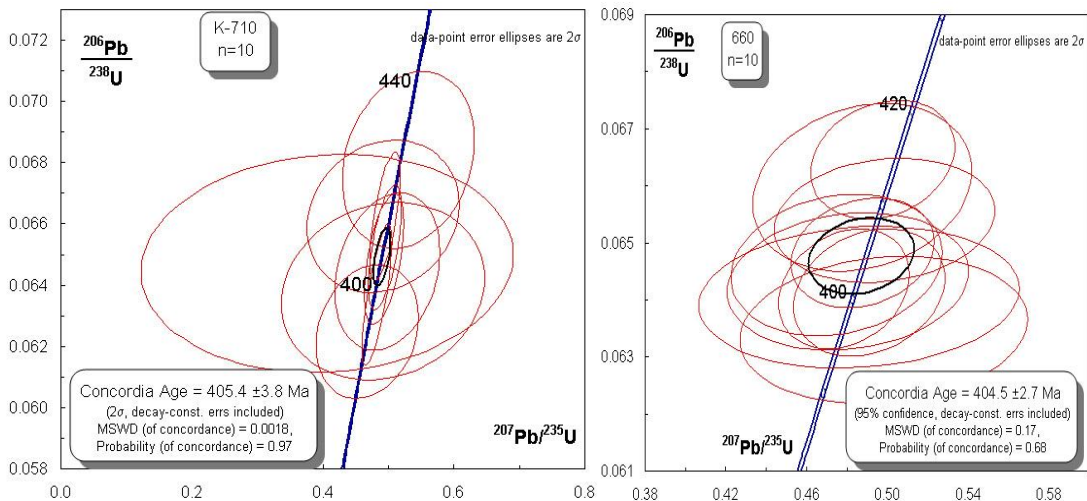
№ п/п	№ пробы	Порода	Массив	Циркон	Монацит	Апатит
1	650	Гранофир краевой части сферолоида	Уландрыкский	837.9	856.3	753.2
2	650-2	То же из ядерной части сферолоида	Уландрыкский	840.4	962.7	796.7
3	651	Альбитовый гранофировый гранит	Уландрыкский	848.1	756.4	767.2
4	650-1	Гранофировый гранит	Уландрыкский	835.3	826.0	708.4
5	653	Гранофировый гранит	Аксайский	834.6	849.3	789.4
6	660	Гранофировый гранит	Аксайский	840.8	895.1	850.6
7	660-1	Гранофировый гранит	Аксайский	850.8	770.8	693
8	661	Гранофировый гранит	Аксайский	851.7	899.3	712.2
9	662	Гранофировый гранит	Аксайский	845.8	882.3	715.3
10	К-710	Кварц-альбитовый	Оюмский	821.8	642.3	749.7

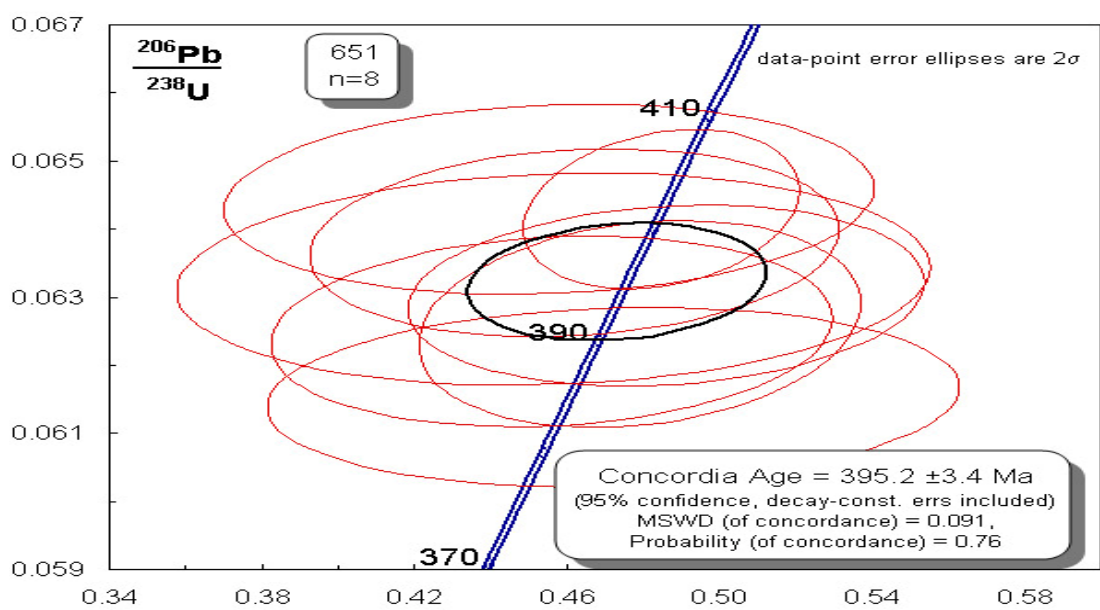
		гранит-порфир				
--	--	---------------	--	--	--	--

*Возраст аксайского вулканического комплекса*

Методом SHRIMP II были проанализированы пробы гранитов (рис.2) из Аксайского (проба 660), Уландрыкского (проба 651) и Оюмского (К-710) массивов. Конкордантный возраст гранитов по цирконам Аксайского ( $404,5 \pm 2,7$  млн лет и Оюмского массива ( $405.4 \pm 3.8$  млн лет) приходится на нижний девон - эмс (рис.19). Светлосерые шлиры

альбит-содержащих гранофировых гранитов из Уландрыкского массива, кроме цирконов с раннедевонским возрастом ( $395 \pm 3,4$  млн лет) содержат 2 кристалла циркона с возрастом  $358 \pm 3,6$  (фамен или граница верхнего девона и карбона). Это, вероятно, возраст альбитизации, связанный с заключительными стадиями магматического процесса или с более поздним магматическим событием, наложенным на аксайский вулканический комплекс.





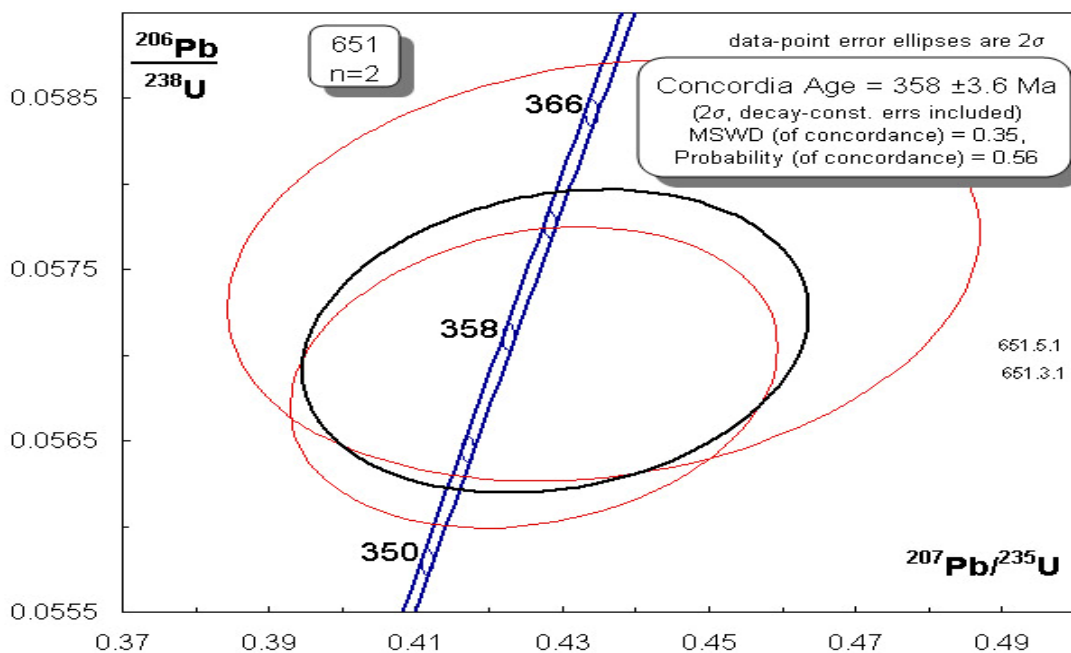


Рис. 19. Диаграммы U-Pb системы с конкордиями для цирконов проб К-710, 660, 651.

В верхнем левом углу диаграмм номерам проб соответствуют пробам в табл.: К-710 – граниты Оюмского массива, 660- граниты Аксайского массива, 651- граниты Уландрыкского массива. На катодолюминисцентных изображениях показаны точки замеров в цирконах пробы 651 Уландрыкского массива. Для замеров в точках 651.3.1 и 651.5.1 в правом нижнем углу построена самостоятельная диаграмма.

#### *Обсуждение результатов*

Гранофировые структуры, свойственные субвулканическим образованиям аксайского вулканического комплекса, обычны в близповерхностных гранитных интрузиях, ассоциирующих с вулканическими породами. Иногда обломки гранофировых гранитов присутствуют в пирокластических отложениях как комагматичные выбросы при извержениях. Они часто встречаются среди А-типа гранитов, особенно в континентально-рифтовых обстановках [Coleman et al., 1992; , Lowenstern et al., 1997; Vervoort et al., 2007; Whalen et al., 1987]. Несмотря на возможность образования графических структур путем метасоматического замещения, большинство исследователей сходится во мнении, что фенокрист-содержащие гранофиры образуются при быстрой и одновременной кристаллизации кварца и полевого шпата. Такая кристаллизация происходит из переохлажденного (охлажденного ниже температуры ликвидуса) силикатного расплава [Dunham, 1965], при этом не обязательно наличие эвтектических температур или составов [Fenn, 1986; Lentz, Fowler, 1992; London et al., 1989].

Особенностью гранофировых гранитов аксайского вулканического комплекса, как отмечалось выше, является лейкократовый и ультракалиевый состав. Ультракалиевые риолиты принадлежат, большей частью, к "флюид-порфирам" – продуктам извержений высокоподвижных пересыщенных калием и летучими (F, CO<sub>2</sub>) лав; для них характерны игнимбритовые и игнимбритоподобные, сферолоидные текстуры [Бурштейн, Кошелева, Тевелев, 1996]. Необходимыми предпосылками формирования ультракалиевых риолитов служат привнос K, а также F, CO<sub>2</sub> и, возможно, других летучих в очаги вулканизма. Ультракалиевыми лейкогранитами сложены не только Аксайский и Уландрыкский массивы. Такой же состав имеют мелкие массивы гранитоидов в среднем течении Р.Чаган-Бургазы, граниты, вскрытые скважиной на Урзарсайском вольфрамовом месторождении, дайка микрогранитов, прорывающая андезиты на левом борту р. Уландрык и многие другие тела в Аксайской ВТС.

Тектонический режим высоко-K магматизма связывается с условиями растяжения и утонения литосферы, степень которой оценивается по La/Nb отношению [De Paolo, 2000]. В экстремальных случаях, согласно модели деламинации, мантийная литосфера разрушается или определенным образом удаляется и с основанием коры в контакт вступает астеносфера [Кау, Кау, 1993]. Например, для высоко-K вулканитов в Сьерра-Невада [Putirka, Busby, 2007] значения La/Nb>2 предполагают, что источник магматизма находится в литосферной мантии. В этом случае для вулканизма отвергается модель деламинации, а его связывают с проявлением сдвиго-раздвиговых напряжений в структурах типа пулл-апарт. Для аксайского вулканического комплекса со смешанными корово-мантийными изотопными характеристиками магматического источника, гранитоиды которого имеют внутриплитовые геохимические характеристики утоненной континентальной литосферы (рис.17), вполне допустим астеносферный источник магм (рис.18). В поле производных астеносферного источника размещаются также субщелочные высококалиевые базальтоиды бассейна р.Ирбисту [Крупчатников и др., 2007] (они показаны на рис. 13 в левом верхнем углу).

Время формирования лейкогранитов используется для оценки продолжительности условий растяжения в орогенах, которые интерпретируются как декомпрессионные расплавы, связанные с поздне- или посторогенным коллапсом (обрушением) вулканических построек [Andersen et al., 2007].

Для Fe-Cu-REE оруденения установлены следующие закономерности. Альбитизированные шпирсы в гранофировых гранитах Аксайского массива (табл.9, проба 651) имеют повышенное содержание  $P_2O_5$ , но пониженное содержание РЗЭ. Кварц-альбитовые гранит-порфиры Оюмского массива, в сравнении с высоко-К риолитами, имеют пониженные содержания Ва, Sr, Zr, Y и РЗЭ. В целом с альбитизацией не связано обогащение пород редкоземельной минерализацией, альбитизация ей предшествовала. Наиболее обогащено РЗЭ серое пятнистое выделение, показанное на рис. 15справа. По геохимическим особенностям серые гнезда отличаются от розовой периферической части только более высокой кремнеземистостью и пониженным содержания Fe, характер и уровень щелочности остается прежним – высоко-К. Понижаются содержания Ni, но возрастают содержания Cu, Pb Y и, особенно, РЗЭ.

В обобщенном виде последовательность рудной минерализации представляется следующей. Исходные туфы и вулканы кислого состава сначала были альбитизированы и окварцованы до альбититов. Затем брекчированы и березитизированы с формированием серицита, кальцита, сопровождающимися монацитом, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, халькозином, теннантитом. На следующем этапе в карбонатной цементирующей массе отлагался халькопирит, затем состав рудного раствора менялся от существенно сернистого с медью на железооксидный. Эта переходная стадия маркируется рубашкой делафоссита вокруг выделений халькопирита, кристаллизацией барита и флюорита. При этом, монацит частично замещался вторичными минералами редких земель - рабдофаном, хлоротилом, лантанитом, синхизитом и кальциоансилитом. Завершался процесс вторичными изменениями с существенно гематитовым отложением и образованием лимонита, гетита и малахита. Изучены флюидные включения кварца двух генераций альбититов и березитов, которые приведены в табл. 11.

Таблица 11

Типизация флюидных включений в минералах метасоматических и гидротермальных ассоциаций руд Уландрыкского месторождения

Минералы	Размеры флюидных включений, мкм	Состав флюидных включений	$T_n$ эвтект., °C	$T_k$ конечн. плавл., °C	Гомоген. $T_g$ , °C	Оценки солёности, вес. %	Оценки Давлений, бар и $T_g$ коррекц. °C
Альбититовые метасоматиты (альбит, кварц, анкерит)							
Кварц I	3-22	23-30об.%	От -53	От -	До	CaCl <sub>2</sub> +Na	0,85-0,95kbar

		газа; 2-7 твёрдой фазы; сульфиды	до - 54,6	14,3 до -10,3	жидкости : газ при 330-345	Cl от 19 до 22,5 [Vanko, 1988; Oakes, 1990]	[Roedder, 1984; Bodnar, 1994] 50-15
Березитовые метасоматиты (кварц, серицит, кальцит, монацит, сульфиды, оксиды)							
Кварц 2	5-45	10-13 об. % газа; 3 твёрдой фазы ~35- 45 об. %	От -55 до -47	От -23,5 до -24,7	До жидкости : газ при 250-265; Галит при 260- 255	KCl 25, NaCl 15, CaCl <sub>2</sub> 14; [Roedder, 1971; Sterner, 1988]	1,4±0,3 kbar [Becker, 2008] 155

Примечание.  $T_p$  – эвтектическая температура или первичная температура плавления, °C;

$T_k$  – температура конечного плавления льда °C; Гомоген- температура гомогенизации газовой-жидких флюидов; коррекц. – коррекционная температура.

Кристаллизация главных ассоциаций минералов происходила: для альбититов при температуре 330-345 °C и давлениях 0,85-0,95 kbar, а продуктивных березитов при температурах 250-265 °C и повышении давления до 1,4 kbar и смене существенно кальций-натровых на натрий-кальций – калиевые флюиды.

Таким образом, Аксайский вулканический комплекс в петротипической местности является плюмазитовым и умеренно щелочным. При доминирующем кислом составе высококалиевых вулканогенных пород наблюдаются значительные колебания типа щелочности от ультракалиевого до высоконатриевого.

Возраст субвулканических образований Аксайского, Уландрыкского и Оюмского массивов, определенный по цирконам U-Pb методом SHRIMP II, укладывается в диапазон 395-405 млн. лет.

По петрогеохимическим данным тектоническая обстановка формирования аксайского вулканического комплекса может интерпретироваться как постколлизийная. Обработка анализов методом слайдинг-нормализации, показала, что аксайский вулканический комплекс дает тренд пород, образующихся в постколлизийной обстановке в условиях ре-версии стрессовых напряжений в поздних сдвиговых зонах смятия.

Изотопный состав Nd и Sr в породах аксайской свиты интерпретируются для магматического очага как смешанный корово-мантийный. По соотношениям Ta, Yb, Y, Nb, La для аксайского вулканизма реконструируется возможное участие астеносферного источника.

Наряду с ранее известным редкоземельным оруденением иттриевого типа, локализованным, в основном, в связи с Аксайским массивом, в Уландрыкском рудном поле установлено редкоземельное оруденение цериевого профиля. Суммарное содержание редкоземельных металлов по отдельным пробам достигает 1.6% и сопоставимо с промышленным орудением Карасугского месторождения в Тыве.

Первичная редкоземельная минерализация в Уландрыкском рудном поле в основном представлена монацитом, редко ксенотимом, в зоне окисления монацит замещается кальциоансилитом, рабдофаном и хлоротилом. Породы, вмещающие редкоземельное оруденение, на начальном этапе были брекчированы и альбитизированы, затем карбонатизированы и березитизированы. В ходе эволюции физико-химических параметров метасоматитов от ранних альбититов до поздних березитов происходило снижение температур гомогенизации газовой-жидких включений от 330-345 °С до 250-265 °С, повышении давления от 0,85-0,95 до 1,4 kbar и смене от существенно натровых до калиевых флюидов.

По величинам  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , можно предполагать мантийный источник для углерода и участие метеорных вод в гидротермальном процессе.

Несмотря на пространственное совмещение спекуляритового, медного (халькопирит, халькозин, теннантит) и редкоземельного оруденения, минерагенические и геохимические данные указывают на следующую последовательность. Вначале формировалось редкоземельное, потом гематитовое и золото-медное оруденение.

Наибольшие перспективы для промышленного золотого оруденения имеет Красногорский участок расположенный в экзоконтактовом ореоле кварц-альбитовых лейкогранит-порфиров Оюмского и Красногорского массивов. В его пределах многочисленные положительные магнитные аномалии вызваны магнетитовой минерализацией с золото-медным оруденением. Для месторождений ЮСГ-типа (Олимпик Дэм) основная золото-медная нагрузка связана с начальными высокотемпературными магнетитовыми ассоциациями, которые формируются флюидами в экзоконтактовом ореоле сразу после внедрения и становления интрузий. Более поздняя и низкотемпературная гематитовая стадия обычно не несет золото-медной нагрузки, но именно ее растворы приводят к замещению магнетита гематитом, высвобождению золота и меди, накопившихся в связи с ранней магнетитовой стадией и их концентрации в промышленных рудных телах.



### **4.3. МРМС месторождения Рудный Лог**

Месторождение расположено на общем левобережье рек Бол. Шибеты и Аксай в 1 – 3 км к югу и юго-западу от горы Куспалапан. Как железорудный объект проявление открыто и в основном изучалось в 50-е годы прошлого столетия (Минеев, 1954ф; Нусинсон, 1958ф; Калугин, 1959 и др.). При этом размер проявления ограничивался 2-х километровым интервалом рудной зоны от поймы р.Бол.Шибеты на северо-запад до южных склонов г.Куспалапан. В качестве потенциального месторождения спекулярита впервые рассматривалось Селиным П.

В 2002 г. работами Альпийской партии рудоносная зона прослежена в северо-запад-западном направлении поисковыми маршрутами и гамма-спектрометрической съемкой, восточный фланг зоны вскрыт канавами №№ 1, 2, 3 через 800 м в трех сечениях, в створе канав 1 и 2 пробурены три наклонные скважины.

Оруденение в виде мощной и протяженной кварц-гематитовой зоны локализовано в дугообразной разрывной структуре общего северо-западного простирания, секущей кислые разности аксайского вулканогенного комплекса (в основном светло-зеленоватые лавы и туфы низкощелочных риолитов, на восточном фланге – розовые и сиреневые риолиты и трахириолиты) и отчетливо опоясывающей северный контур Аксайского гранитного массива в непосредственной близости от него (100-800 м). Контакты последнего повсеместно представлены гидротермально-эруптивными брекчиями с многочисленными обломками гранитов и эффузивов, сцементированных фиолетово-серой криптозернистой массой предположительно кварц-гематитового состава. Рудная зона своей центральной частью местами почти соприкасается с эруптивной оторочкой гранитов.

С поверхности кварц-гематитовая зона обнажается в единичных коренных выходах, прослеживаясь крупноглыбовыми элювиально-делювиальными свалами руд (зона по свалам дешифрируется также на аэрофотоснимках) и морфологически представляя собой пластообразную залежь. Ее длина по простиранию составляет 8,2 км, максимальная мощность в наиболее изученной восточной части – до 100 м, в среднем 20-40 м, естественная расчлененность по вертикали – 450 м. На обеих оконечностях, западной и восточной, зона выклинивается, расщепляясь на 2-3 составляющих. В остальном каких-либо ответвлений с поверхности не зафиксировано, исключая короткий «отрог» кварцитов на восточном фланге. Возможные маломощные сателлиты рудной зоны приурочены к зоне северного экзоконтакта Аксайского массива, где отмечены скопления обломков кварц-гематитовых руд.

Предшественниками также отмечается частое развитие чешуйчатого гематита во флюоритовых жилах Аксайской флюоритоносной зоны в северном эндо- и экзоконтакте одноименного гранитного массива.

С севера с рудной зоной сближена на 50-500 м субпараллельная, также узкая, но менее протяженная (3,7 км), кварцево-жильная зона. Судя по обломочному материалу, молочнокварцевые жилы здесь довольно мощные (до 1,5-2 м), но практически лишены не только гематита, но, и какой-либо иной, минерализации.

По результатам гамма-спектрометрической съемки рудоносная залежь на фоне риолитов выделяется аномально низкими значениями по калию и торию: содержания  $K^{40}$  0,5 – 3 % при фоновых концентрациях во вмещающих риолитах 5 – 7 %, тория 0,011 – 0,018 % на фоне 0,020 – 0,027 % в риолитах. На западном фланге зона в гамма-поле не препарируется, что связано, скорее всего с большой мощностью рыхлых наносов. По данным В.Т.Логина (1990ф) рудной зоне соответствует линейная комплексная аномалия пониженного магнитного поля и поляризуемости РС-ВП «руднопиритового» типа.

По сумме наблюдений устанавливается преимущественно линзовидная форма рудных тел. На поверхности длина наиболее крупных из них оценивается: протяжённостью до 1 км, мощностью – десятки метров. В канаве № 1 мощность рудного тела составляет 31 м, скважиной 3 эта залежь, увеличиваясь на глубине в мощности, подсечена в интервале 7 - 69 м. В 800 м юго-восточнее в канаве 2 рудное тело разветвляется на три составляющих мощностью 3 – 5 м каждая и далее через 800 м (канавы 3) выклинивается. По результатам бурения на восточном фланге проявления устанавливается северо-восточное падение рудных тел и зоны в целом под углами 70-80°.

Для рудной зоны характерно зональное строение: в осевой части локализованы руды в основном массивного мелкозернистого гематита мощностью до 20-40 м, в краевых частях - брекчиевые гематитовые руды и кварциты с переменным количеством гематита общей мощностью до 20-30 м, далее на периферии - окварцованные и серицитизированные риолиты 5-20 м. Текстуры руд массивные, брекчиевые, прожилково-вкрапленные. Массивные и брекчиевые руды часто пересекаются разноориентированными маломощными (2-10 см) прожилками крупнозернистого кварца и гематита гребенчатой текстуры. В целом среди руд выделяются три основные разновидности (сорты): средне-крупнокристаллические брекчиевые, среднекристаллические массивные, мелкокристаллические массивные.

Минеральный состав руд отличается исключительным однообразием и простотой: преобладает гематит, в подчиненном количестве - кварц, редко пирит. Кроме них минералогическим анализом 38 бороздовых и керновых проб установлены в единичных зернах: часто встречающиеся – корунд, рутил, циркон, псиломелан, гранат, эпидот, амфибол, анатаз; редко отмечаемые – галенит, церуссит, халькозин, малахит, турмалин, брукит, апатит, пироксен. В 100 % проб присутствует барит, нередко в весовых содержаниях до 27-30 г/т. Золото в количестве 1-2 пылевидных знаков зафиксировано в 5 пробах. Спекулярит отмечается во всех типах руд, составляя в среднем, по визуальной оценке, 80 % от общей массы гематита.

По химическому анализу бороздовых и керновых проб содержания  $Fe_2O_3$  в рудах достигают 85 % (кремнезема 18-44%, серы до 0,07%, фосфора не более 0,03%). Спектральным анализом выявлена систематическая обогащенность оловом (0,01 - 0,3 %) и вольфрамом (до 0,2 %) сливных гематитовых разностей (по химическому анализу соответственно до 0,06% и 0,05%), иттрием (0,02-0,23 %) и иттербием (0,003-0,03%) - бурых железняков и лимонитизированных кварцитов. Минералогическим анализом собственных минералов олова, вольфрама и редких земель не обнаружено, что заставляет предполагать концентратом первых двух - гематит, а иттриевых земель – лимонит (возможно, глинистые минералы). Из элементного состава руд повышенными содержаниями в отдельных пробах характеризуются свинец – до 0,1%, цинк – до 1%, серебро – до 0,005%, молибден – до 0,002%, медь – до 0,05%, кобальт – до 0,07%, висмут – до 0,002%. Необходимо отметить несколько резких согласованных «всплесков» содержаний меди, никеля, кобальта и вольфрама во всех трех скважинах. Природа их осталась не выясненной, минералогического подтверждения таких повышений не выявлено.

Содержания золота в целом по кварц-гематитовой зоне изменяются от 0,003 до 0,3 г/т (по пробирному анализу – до 0,4 г/т) при фоновых концентрациях 0,01-0,04 г/т, какой-либо зависимости от вариаций  $Fe_2O_3$  не обнаруживается. Вместе с тем, общий фон содержаний золота в рудах несколько ниже, чем в околорудных породах и песчано-глинистых грунтах из тектонических зон, в которых заметно чаще отмечаются наиболее высокие концентрации.

В канаве 1 отобраны три групповые пробы по сортам руд для количественной и качественной оценки спекуляритового сырья. Технологические испытания проведены в ЦНИИГеолнеруд (г.Казань).

Вблизи рудной зоны среди вулканитов нередко отмечаются участки окварцованных и гетит-лимонитизированных пород, несущих в отдельных случаях убогую медную минерализацию (малахит, хризоколла). Наиболее значительное (200 x 500 м) поле таких образований откартировано в 400-1000 м к юго-западу от вершины г.Куспалапан. Здесь в двух пунктах (т.н.2149 и 2153) в высыпках сурчиных нор отмечены малахитизированные риолиты, в которых выявлено, %: меди – 0,3, молибдена – до 0,0015, иттрия – более 0,03, иттербия – более 0,003, кобальта – до 0,03, мышьяка – 0,05-0,07, висмута – 0,0005, золота – до 0,7 г/т.

Юго-восточное продолжение Рудного Лога отчетливо трассируется пониженным магнитным полем на юго-восток до р.Уландрык. Богатых гематитовых руд с поверхности не установлено, но гематитизация вулканитов здесь развита достаточно широко. По мнению В.Т.Логинова (1990ф) в междуречье Б. Шибеты – Уландрык гематитовое оруденение, вероятно, согласно с кровлей гранитов погружается на глубину и выходит вновь на поверхность в районе Уландрыкского железо-медного проявления.

#### Оценка прогнозных ресурсов спекулярита Рудного Лога

Для подсчета ресурсов приняты следующие параметры: средняя мощность выделенных и предполагаемых рудных тел в пределах рудной зоны – 30 м, протяженность зоны – 8,2 км, глубина подсчета – 200 м, удельный вес рудной массы –  $4,4 \text{ т/м}^3$ , гематита-спекулярита –  $5,3 \text{ т/м}^3$ . На основе имеющегося сечения рудного тела среднее содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ с поверхности по канаве № 1 – 54,2 %, по скважине № 3 – 43,52%, в среднем по телу принимается в количестве 49 %. Поскольку в руде из железистых минералов присутствует практически только гематит, его содержание приравнивается к содержанию  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 49 %. Количество спекулярита в гематитовой массе в среднем 80 %, соответственно в руде – 39 %. Из-за неравномерного распределения гематита в рудных телах коэффициент достоверности принят - 0,5. На основе приведенных параметров прогнозные ресурсы категории  $P_2$  составят: руды -  $30 \times 8200 \times 200 \times 4,4 \times 0,5 = 108$  млн.т, спекулярита –  $30 \times 8200 \times 200 \times 0,39 \times 5,3 \times 0,5 = 51$  млн.т. Продуктивность на 1 км: руды – 13,2 млн.т, спекулярита – 6,2 млн.т.

Сравнительно дешевым по добыче «довеском» к прогнозным ресурсам может служить плотно насыщенный обломками руд делювиальный шлейф, сопровождающий рудную зону. При его средней ширине 60 м, мощности 2 м (по разрезу в бортах канав), коэффициенте рудоносности 0,3 ресурсы спекулярита категории  $P_2$  составят:  $8200 \times 80 \times 2 \times 0,3 \times 0,39 \times 5,3 = 810$  тыс.т.

Всего по участку прогнозные ресурсы спекулярита категории  $P_2$  составят 52 млн.т.

В рудах месторождения Рудный Лог обнаруживаются 3 генерации спекулярита. Наиболее ранняя и преобладающая из них образует мелкочешуйчатые агрегаты в ассоциации с кварцем первой генерации. Размеры выделений спекулярита первой генерации варьируют от 0,1 до 1,5 мм. Парагенный кварц первой генерации формирует гетерогенный агрегат аллотриоморфных зёрен размерами от 0,3 до 3 мм, характеризуется блоковым и волнистым угасанием. Содержит многочисленные первичные газовой-жидкие включения в которых иногда отмечаются дочерние тонкие выделения зеленоватого флюорита и фтор-апатита. В зальбандах кварцевых прожилков и жил первой генерации отмечаются альбит, хлорит, турмалин, апатит. Гомогенизация газовой-жидких включений в кварце 1 генерации осуществляется при 330-340 °С.

Спекулярит второй генерации наблюдается в брекчиевых рудах, где он иногда отмечается в цементирующей массе в ассоциации с кварцем 2 генерации и сидеритом. Спекулярит более крупночешуйчатый (размеры выделений от 1 до 3,5 мм). Гомогенизация первичных газовой-жидких включений кварца 2 генерации проходила в интервале 290-275 °С.

Третья генерация спекулярита отмечена в виде прожилков крупночешуйчатых выделений, секущих брекчиевые руды. Кроме того, третья генерация наблюдается в зальбандах рудной залежи среди кварцевых жил. Местами отмечается кварц 3 генерации (1-2 мм в размере), имеющий эвгедральный облик. Травление таких кристаллов кварца показало их зональное строение. Ядерные части таких выделений имеют редкие первичные газовой-жидкие включения и почти лишены вторичных включений, в то время как периферические зоны содержат обильные вторичные включения. Гомогенизация газовой-жидких первичных включений осуществлялась в интервале температур от 170 до 190 °С.

В целом геологическая обстановка и само месторождение Рудный Лог обнаруживает большое сходство с месторождениями рудного поля Канделярия-Пунто дел Кобрианского (Чили), где оруденение, как и на месторождении Рудный Лог, представлено порфировым типом со спекуляритом и связано с субвулканическим порфировым гранитоидным массивом [Marschik, Fontbote, 2001]. Запасы железо-медно-золотопорфирового месторождение Канделярия составляют 470 млн.т. руды с содержаниями меди 0,95%, золота- 0,22г/т, серебра- 3,1г/т.

На объектах скарнового и эпитеpmального типов Горного Алтая спекулярит встречается в виде отдельных гнёзд, жил и вкрапленности. Промышленных залежей в них пока не найдено. Для сравнительной характеристики и выявления геохимических особенностей этого интересного минерала впервые проанализированы монофракции спекулярита из разных объектов Горного Алтая, сведения по которым отражены в табл. 12.

Таблица 12

Содержания (г/т) и отношения элементов в спекуляритах Горного Алтая

Химические элементы и отношения	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Be	0,95	0,48	0,45	0,57	0,61	0,43	0,45	0,33	0,26	0,35	0,32	0,77
Ti	48,5	35,5	34,2	38,6	44,2	20,6	21,3	15,6	12,4	15,2	14,7	40,3
V	174	132	128	135	165	680	576	55,5	47,3	52,5	51,5	110
Cr	13,0	9,9	8,3	10,7	10,2	23	21,5	10	8,2	12,6	10,7	21,3
Mn	11,0	120	152	118	116	6114	5270	25,0	41,6	55,4	54,5	155
Co	0,44	1,44	1,57	1,5	1,7	54,8	50,3	0,53	0,67	1,0	0,8	5,6
Ni	12,1	4,7	4,1	4,9	4,3	14,7	14,2	8,5	6,9	1,5	6,3	6,4
Cu	16,0	5,7	5,5	5,9	5,5	10,0	11,8	170	165	187	155	125
Zn	48,0	50,0	52,1	51,0	52,1	92,0	88,3	41,5	42,4	52,6	45,2	55,4
Ga	12,7	7,7	7,5	7,8	7,7	1,52	1,62	1,8	1,6	2,0	1,5	2,7
Rb	7,5	29,0	31,0	28,7	30,0	4,7	4,8	7,9	8,7	8,5	7,5	30,9
Sr	6,7	14,4	14,8	14,5	15,0	279	225	5,4	6,8	5,9	7,7	77,4
Y	10,4	7,3	7,1	7,4	7,5	14,1	14,2	5,2	8,0	6,4	5,1	13,5
Zr	2,3	2,7	3,2	2,9	2,8	3,0	3,1	9,0	11,3	2,5	2,7	2,3
Nb	8,8	8,97	9,1	8,9	8,8	0,63	0,59	0,8	0,95	1,2	1,1	1,7
Mo	6,9	2,4	2,2	2,5	2,5	1,7	1,8	2,0	1,8	2,1	1,7	2,4
Cs	0,14	0,46	0,48	0,47	0,48	0,11	0,12	0,14	0,21	0,22	0,20	0,33
La	65,8	16,2	15,7	18,5	17,2	3,61	4,4	10,4	9,5	12,0	10,3	20,2
Ce	146	37,7	35,5	38,7	36,6	8,13	8,1	31,5	28,4	30,5	29,6	42,4
Pr	18,8	4,56	4,48	5,1	4,7	1,07	1,12	5,7	3,7	5,0	4,7	5,7
Nd	75,8	18,2	16,7	18,1	19,1	4,94	4,85	16,4	14,2	15,2	15,9	15,4
Sm	11,2	2,81	2,77	3,1	2,9	1,41	1,49	2,53	1,84	2,5	2,2	3,2
Eu	0,49	0,22	0,21	0,32	0,28	3,11	2,88	0,52	0,47	0,55	0,56	0,47
Gd	5,3	1,59	1,45	1,82	1,6	2,42	2,4	1,51	1,42	1,7	1,63	1,55

Tb	0,51	0,21	0,20	0,33	0,24	0,45	0,46	0,18	0,14	0,2	0,20	0,22
Dy	2,08	1,22	1,25	1,36	1,31	2,62	2,61	1,24	1,18	1,3	1,27	1,36
Ho	0,36	0,26	0,26	0,28	0,27	0,53	0,51	0,29	0,22	0,31	0,30	0,28
Er	0,93	0,74	0,74	0,80	0,76	1,47	1,42	0,73	0,88	0,9	0,86	0,65
Tm	0,14	0,12	0,12	0,13	0,13	0,24	0,22	0,13	0,11	0,13	0,12	0,14
Yb	0,92	0,72	0,71	0,70	0,70	1,68	1,66	0,51	0,42	0,5	0,44	0,55
Lu	0,12	0,09	0,09	0,11	0,10	0,25	0,24	0,10	0,08	0,12	0,10	0,11
Hf	0,026	0,03	0,03	0,03	0,03	0,18	0,17	0,05	0,05	0,10	0,08	0,09
Ta	0,13	0,14	0,15	0,14	0,14	0,16	0,16	0,12	0,14	0,12	0,13	0,14
W	54,6	75,0	77,1	66,5	77,2	1,62	1,83	1,52	2,7	2,80	2,50	15,6
Pb	3,61	5,20	5,30	4,9	4,7	8,7	8,6	8,3	9,6	12,6	10,3	8,7
Th	0,38	0,35	0,33	0,36	0,34	0,17	0,18	0,14	0,13	0,12	0,13	0,21
U	0,16	0,28	0,37	0,29	0,29	0,79	0,72	0,10	0,22	0,18	0,24	0,36
Sr/Y	0,64	1,97	2,08	1,95	2,0	19,8	15,8	1,03	0,86	2,56	1,5	5,87
U/Th	0,42	0,8	1,12	0,80	0,85	4,6	4,0	0,71	1,69	1,5	1,84	1,71
Ta/Nb	0,014	0,015	0,016	0,016	0,016	0,25	0,27	0,15	0,15	0,10	0,12	0,08
Rb/Sr	1,12	2,0	2,10	1,97	2,0	0,017	0,027	1,46	1,28	1,44	0,97	0,40
Co/Ni	0,036	0,31	0,38	0,31	0,39	3,72	3,54	0,06	0,09	0,67	0,13	0,87
La/Sm <sub>N</sub>	4,82	3,6	3,56	3,76	3,74	1,6	1,85	2,59	3,25	3,02	2,95	3,98
La/Yb <sub>N</sub>	1,15	1,52	14,9	17,87	16,59	0,14	1,79	13,0	15,3	16,2	15,8	24,8

Примечание. Анализы выполнены методом ICP-ms в лабораториях ИМГРЭ (г. Москва) и ИГиГ СО РАН (г. Новосибирск); отношения некоторых РЗЭ нормализованы по хондриту [14]; 1,2,3 – генерации спекулярита месторождения Рудный Лог; 4 – Уландрык, 5- Кокоринское, 6- Коксаирское, 7- Коно, 8 и 9 – 1 и 2 генерации спекулярита Синюхинского месторождения; 10- Ульменское, 11- Майское, 12- Чике-Таманское.

Анализ таблицы показывает, что в спекуляритах разных типов оруденения присутствуют элементы-примеси в различных количествах. Типоморфными для спекуляритов Рудного Лога и аналогичных ему Кокоринского, Уландрыкского являются повышенные количества галлия, ниобия, лантана, вольфрама. Для них характерны минимальные отношения тантала к ниобию, лантана к самарию, кобальта к никелю.

Весьма показательны изменения концентраций элементов-примесей от ранней к поздней генерации спекулярита на месторождении Рудный Лог. Указанный тренд в сторону уменьшения содержаний обнаруживают бериллий, титан, ванадий, хром, никель, медь, галлий, иттрий, молибден, церий, празеодим, неодим, самарий, европий, гадолиний, тербий, гольмий, эрбий, туллий, иттербий, лютеций, торий, а также отношений лантана к самарию. Таким

образом, налицо тенденция рафинирования многими элементами поздних генераций минерала в эволюции гидротермального процесса на месторождении. Обратную тенденцию имеют марганец, кобальт, цинк, рубидий, стронций, цирконий, ниобий, цезий, тантал, вольфрам, свинец, уран и отношения стронция к иттрию, урана к торию, тантала к ниобию, рубидия к стронцию, лантана к иттербию, кобальта к никелю. В группе РЗЭ фракционирование сопровождается относительным увеличением доли лёгких лантаноидов относительно тяжёлых.

Для эпитермальных золото-серебряных и золото-серебряных со ртутью (Коксаирское, Коно) типохимическими элементами-примесями являются повышенные концентрации ванадия, хрома, никеля, цинка, стронция, иттрия, европия, диспрозия, гольмия, эрбия, туллия, иттербия, лютеция, гафния, урана. Наблюдаются максимальные отношения стронция к иттрию, урана к торию, тантала к ниобию, кобальта к никелю. Им свойственны минимальные количества галлия, рубидия, ниобия, цезия, лантана, церия, празеодима, неодима, самария и отношения рубидия к стронцию, лантана к самарию.

Спекуляриту медно-золото-порфинового проявления Чикетаманского характерны промежуточные значения указанных параметров между порфировыми со спекуляритом и эпитермальными объектами.

Спекуляритам золото-медно-скарновых месторождений свойственны относительно повышенные концентрации меди, циркония, свинца, минимально низкие содержания галлия, тербия, урана и отношения кобальта к никелю.

Скарново-золото-железородное Майское месторождение имеет спекулярит с самыми низкими концентрациями галлия, иттрия, молибдена и минимальным уран-ториевым отношением (табл.12).

На графике распределения РЗЭ в генерациях спекулярита месторождения Рудный Лог наблюдается резкий наклон кривых от лёгких к тяжёлым лантаноидам, что связано с контрастным фракционированием РЗЭ. При этом спектры лантаноидов в разных генерациях почти параллельны и имеют заметный европиевый минимум (рис. 20). В горных породах такой минимум европия принято объяснять наличием в источнике расплава плагиоклаза [Скляров и др., 2001; Rollinson, 1993]. Мера европиевого минимума в генерациях спекулярита месторождения Рудный Лог варьирует от 0,17 до 0,29 (табл. 12) и указывает на значительную негативную аномалию на много отличающуюся от 1 и вполне сопоставимую с таковыми для гранитоидов Горного Алтая и Горной Шории [Гусев, 2002].



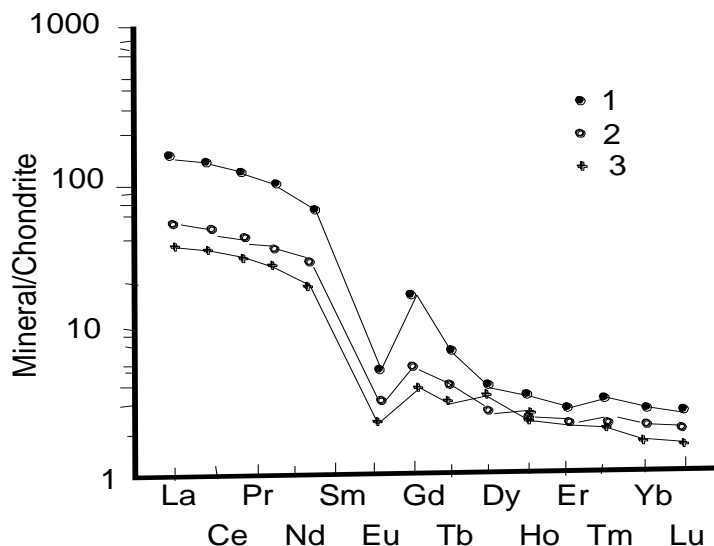


Рис.20. Спектры распределения РЗЭ в спеуляритах разных генераций месторождения Рудный Лог

Концентрации РЗЭ нормированы по хондриту [Taylor, McLennan, 1985]. Генерации спеулярита: 1- первая, 2- вторая, 3- третья.

На диаграмме, отражающей спектры распределения РЗЭ для Коксаира и Коно, наблюдается чёткая позитивная аномалия европия (рис. 21). Кривая распределения РЗЭ имеет выпуклую форму и слабо наклонна в сторону снижения концентраций тяжёлых РЗЭ. Это свидетельствует о менее выраженном фракционировании на этих объектах в сравнении с Рудным Логом.

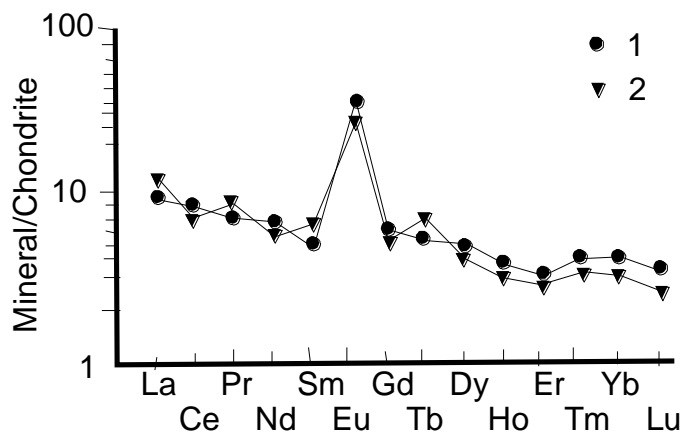


Рис. 21. Спектры распределения РЗЭ в спеуляритах Коксаира и Коно

Концентрации РЗЭ нормированы по хондриту [Taylor, McLennan, 1985]; 1- Коксаир, 2- Коно.

*Обсуждение результатов и выводы.* Детальное минералогическое изучение парагенезисов спеулярита показало, что гидротермальный процесс на месторождении Рудный Лог протекал с участием воды и углекислоты, которые и обеспечили

проявление тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ М - типа.

Наличие и активность фтора в гидротермальных флюидах (наличие дочерних фтор-содержащих минералов - флюорита, фтор-апатита в качестве дочерней фазы в первичных газовой-жидких включениях кварца 1 генерации) обеспечивало проявление тетрадного эффекта М- типа.. Фтор-содержащие минералы отмечены также и на других объектах, в составе которых отмечен спекулярит (флюорит в рудах Кокоринского, Коксаирского, Синюхинского, Майского месторождений).

Изучение высоко эволюционированных магматических комплексов (умеренно-щелочных гранитоидов, с высокими содержаниями фтора, относящихся к А- типу), а также пегматитов показал, что в процессе их эволюции, дифференциации и становления в них происходит фракционирование РЗЭ с отчётливыми негативными аномалиями европия, вызванными тетрадным эффектом [Irber, 1999; Liu, Zhang, 2005; Masuda et Al., 1987; Monecke et al., 2002]. При этом доминирующую роль в возникновении лантанидного тетрадного эффекта М – типа играли фтор-комплексы РЗЭ, ТЭФ РЗЭ W—типа комплексы воды и углекислоты.

На рис.20 в спектре распределения РЗЭ в спекуляритах месторождения Рудный Лог можно выделить 4 сегмента La-Sm, Sm-Gd, Gd-Ho, Er-Lu, отражающие «лантанидный тетрадный эффект». На графике для последовательных генераций спекуляритов месторождения Рудный Лог выявляется М- тип (вогнутый) тетрадного эффекта по А. Масуда и др. [Masuda et al., 1987].

Нами для подтверждения механизма фракционирования с участием тетрадного эффекта и численной его величины в гидротермальных образованиях месторождения Рудный Лог вычислены некоторые отношения элементов, приведенных в табл.13.

Таблица 13

Отношения некоторых РЗЭ и значения тетрадного эффекта в спекулярите месторождения Рудный Лог

Отношения элементов	Спекулярит 1 генерации	Спекулярит 2 генерации	Спекулярит 3 генерации
Y/Ho	28,9	28,01	27,3
Zr/Hf	88,46	90,0	106,67
Eu/Eu*	0,19	0,29	0,17
Sr/Eu	13,67	65,45	70,47

La/Lu	548,33	178,02	174,44
TE <sub>1..3</sub>	1,25	1,30	1,42

Примечание. TE<sub>1..3</sub> – тетрадный эффект по [Irmer, 1999]. Eu\* = (Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>)/2.

В отличие от модели М- типа тетрадного эффекта, зафиксированного для спекуляритов Рудного Лога, в железной слюдке Коксаира и Коно с W-типом тетрадного эффекта, наблюдаются значительно меньшие величины отношений Zr/Hf и La/Lu, но большие - Sr/Eu. Позитивная аномалия по европию в М-типе тетрадного эффекта сопровождается деплетированной ролью лёгких РЗЭ, что наглядно подтверждается значительно меньшей величиной отношений лантана к лютецию (табл. 14).

М-тип тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ в генерациях спекулярита Рудного Лога сопровождается снижением отношений иттрия к гольмию, лантана к лютецию и увеличением отношений циркония к гафнию, стронция к европию в направлении от ранней генерации к поздней. В поведении европия намечается сложная картина – от ранней генерации ко второй происходит увеличение отношения Eu/Eu\*, а затем в направлении от второй к третьей генерации - резкое его уменьшение. При этом рост величины тетрадного эффекта в направлении от ранней генерации к поздней происходит от 1,25 до 1,42 (табл.13).

Заслуживает внимания факт очень высоких содержаний иттрия (до 301 г/т), лантана (до 111, 5 г/т), иттербия (до 15,5 г/т), олова (до 144 г/т), вольфрама (до 80 г/т) [Говердовский и др., 2004]. В монофракциях спекулярита концентрации указанных элементов на порядок и более ниже, что может быть связано с наличием в рудах месторождения самостоятельных тонких минеральных фаз, не выявляемых современными минералогическими средствами.

В спекуляритах Коксаира и Коно (рис.21), в отличие от таковых Рудного Лога, характер распределения РЗЭ отличается от ранее рассмотренного. Помимо выпуклой формы кривой распределения и европиевого максимума в целом модели распределения близки к М-типу тетрадного эффекта фракционирования лантаноидов по А Масуда и др. [Masuda et al., 1987]. Значения некоторых отношений, связанных с величиной тетрадного эффекта в этих объектах сведены в табл.14.

Таблица 14

Отношения некоторых РЗЭ и значения тетрадного эффекта в спекулярите месторождения Рудный Лог

Отношения элементов	Спекулярит Коксаира	Спекулярит Коно
Y/Ho	26,6	27,8
Zr/Hf	16,67	18,23
Eu/Eu*	5,10	4,63
Sr/Eu	89,71	78,12
La/Lu	14,44	18,33
TE <sub>1.3</sub>	1,23	1,21

Примечание. TE<sub>1.3</sub> – тетрадный эффект по [Irber, 1999]. Eu\* = (Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>)/2.

Таким образом, в спекуляритах Горного Алтая наблюдается 2 типа тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ: W - и M-типы, различающиеся не только формой кривой распределения лантаноидов, но и контрастными европиевыми аномалиями. В процессе формирования спекуляритов разных генераций в рудах месторождения Рудный Лог и на других объектах происходило фракционирование многих элементов, в том числе и РЗЭ, которое, вероятно, обязано активной роли летучих компонентов, и в первую очередь, фтору с образованием фтор-комплексов РЗЭ и других элементов, показывающих значительные изменения в процессе эволюции гидротермальных парагенезисов. Приведенные данные по геохимии спекуляритов из разных типов оруденения Горного Алтая позволяют использовать некоторые элементы-примеси в спекулярите, характер распределения спектров РЗЭ, как типоморфные и типохимические признаки различных формационных и геолого-промышленных типов оруденения.

В последнее время на Алтае всё большее внимание исследователей стали привлекать эпитеермальные золото-серебряные объекты. Известно, что эпитеермальное Ag-Au оруденение занимает значительной объём в добыче серебра и золота, составляя для золота более 17,5 % (без Витватерсранда), для серебра более 6 % мировой добычи [Epithermal gold..., 1996]. Согласно современным представлениям [Epithermalgold..., 1996] эпитеермальное золото-серебряное оруденение подразделяется на следующие типы: низко-сернистое (Lowsulfidation), промежуточно сернистое (Intermediatesulfidation) и высоко-сернистое (Hightsulfidarion). Типизация эпитеермального золото-серебряного оруденения с учётом минерального состава и термодинамических параметров гидротермальных систем, формировавших руды имеет большое значение в особенности на поисковой и поисково-оценочной стадиях

изучения таких объектов. На западе Алтая разведано и эксплуатируется Суричское золото-серебряное месторождение, отнесённое к промежуточно-серному типу. В пределах Юстыдского прогиба и в его обрамлении обнаружено несколько эпitherмальных золото-серебряных объектов: Южно-Коксаирская, Тьдтугемская и другие.

#### **4.4. Южно-Коксаирская медно-золото-серебряная система**

Эта система выявлена в самое последнее время. Она входит в состав Коксаирской магмо-рудно-метасоматической системы, сформировавшейся преимущественно в киммерийский тектоно-магматический этап. Южно-Коксаирская система охватывает процессы формирования раннего девонского периода и наложенного киммерийского этапа активизации.

Коксаирский рудный узел расположен в западной части Юстыдского рудного района, серебряное оруденение изучено Чуйской партией (Гусев, Бедарев, 1991ф) на стадии ГДП-50.

В региональном плане рудное поле локализовано на западном продолжении Дюкско-Карагайской системы разломов в зоне сочленения их с Курайской зоной разломов. Рудное поле объединяет месторождения ртути Коксаир, Отсалар I и проявления западный Коксаир, Отсалар II, Отсалар III и Правококсаирское приуроченные к общим рудоконтролирующим структурам - Полиметаллическому и Коксаирскому разломам. В южной части рудного поля выявлен и предварительно обследован Южно-Коксаирский участок, в котором в противоположность ранее указанным объектам более интенсивно проявлен девонский этап оруденения в виде эпitherмально золото-серебряного и порфирового медно-золотого оруденения, тесно ассоциирующих друг с другом [Гусев, 2014].

В геологическом строении рудного поля принимают участие балхашская, талдыдюргунская, бельгебашская, ташантинская, барбургазинская, богутинская свиты, выполняющие субширотные тектонические пластины.

Отложения балхашской свиты, представленные хлоритизированными песчаниками, ортосланцами, мраморизованными известняками и плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, обнажаются в восточной части поля между главными разломами и в зоне Полиметаллического разлома в виде тектонической линзы размером 400 x 100 м.

Талдыдюргунская свита слагает южную треть площади рудного поля, где формирует моноклираль, полого падающую на север. Свита сложена андезитовыми

порфиритами и их туфами, среди которых преобладают псефитовые туфы, а в меньших равных количествах встречаются псаммитовые и агломератовые туфы. Специфической особенностью пород свиты является площадное развитие кварц-эпидотовых метасоматитов с серебряно-медной минерализацией, часто имеющей сингенетичный и поствулканический характер. В агломератовых туфах отмечаются вулканические бомбы эпидотизированных андезитовых порфиритов с шлирово-вкрапленным оруденением, представленным халькозином, блеклыми рудами ковеллином и малахитом.

Бельгебашская свита выделена в узком тектоническом клине, примыкающем с севера к Коксаирскому разлому и контактирующая по нему с рудовмещающей талдыдюргунской свитой. Сложена свита серыми и зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами с маркирующими горизонтами органогенных известняков мощностью 0,5-1,5 м и редкими прослоями осадочных брекчий и гравелитов.

Центральную часть слагают отложения ташантинской свиты, представленные полевошпат-кварцевыми песчаниками, конгломератами, черные и темно-серыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками с прослоями органогенных известняков, глинисто-карбонатными сланцами с пластами известняков.

Крупными субширотными Коксаирским и Полиметаллическим разломами вмещающие породы разбиты серией тектонических пластин. Протяженность разломов более 20 км, они продолжаются на запад и восток за рамки изученного рудного поля. Разломы представляют собой серию субпараллельных разрывов развитых в полосе 10-250 м, в пределах которых вмещающие породы интенсивно катаклазированы, брекчированы, милонитизированы подвергнуты аргиллизации, окварцованию и баритизации. В зонах разломов и оперяющих их нарушениях локализовано ртутное и комплексное серебряное оруденение.

Размещение рудной минерализации в пределах рудного поля определяется следующими структурными факторами:

- интенсивным ветвлением разломов по простиранию с резким увеличением мощности измененных пород;
- зонами отслоения в синклинальных перегибах плоскостей нарушений;
- участками сочленения широтных и северо-западных разломов;
- ареалами развития субвулканических тел талдыдюргунского комплекса.

Литологический контроль оруденения выражен в том, что туфы талдыдюргунской свиты, как наиболее проницаемые породы, благоприятны для

метасоматических преобразований, а песчаники ташантинской свиты, вследствие их хрупкости, благоприятны для формирования зон трещиноватости и открытых полостей.

Рудная минерализация поля локализована в пределах главных разломов и оперяющих их нарушений. В Коксаирском разломе расположены месторождения Коксаир, Отсалар I и проявления Западный Коксаир и Отсалар III, в Полиметаллическом разломе проявления Отсалар II и Правококсаирское.

Ртутные рудные тела сложены в разной степени катаклазированными, баритизированными, аргиллизированными туфами содержащими киноварную, а иногда халькопиритовую, галенитовую минерализацию.

В рудном теле 1 С.А.Кокиным (1961ф) описано золото, которое в виде тонких пленок отмечено в баритизированных туфах .

Сереброрудные тела выявлены путем вскрытия зон канавами и прослеживания по простиранию типичной халькозин-малахитовой минерализации. Протяженность подобных минерализованных интервалов составляет 100-250 м, при мощности 1-5 м. Они представлены баритизированными аргиллизированными литокристаллокластическими туфами с пленками малахита, азурита, часто ярко-желтого лимонита и иногда устанавливаемой реликтовой тленностью блеклых руд, халькопирита, галенита, халькозина, ковеллина.

Содержание ртути в ртутных телах составляет 0,06-0,34%, максимальное достигает 1,178 %.

В пределах *Коксаирского* месторождения выделено 5 сереброрудных тел типа минерализованных зон и 10 гнездообразных ртутных рудных тел. Содержание серебра в минерализованных зонах по результатам точечного опробования достигает 262,4 г/т, меди более 1%, ртути 0,16%, сурьмы до 0,2% , мышьяка до 0,7%, бария более 3%. В расчистке 11 рудное тело имеет мощность 2,2 при содержании серебра - 5-129,1 г/т, среднем - 70 г/т, меди – 0,03-0,8%, свинца- 0,02-1,46 %, ртути 0,07-0,7%.

На месторождении *Отсалар I* руденение приурочено к полосе шириной 50-150 м гидротермально измененных туфов андезитовых порфиритов талдыдюргунской свиты, прослеженной в южном боку Коксаирского разлома на 1 км. На месторождении выявлено два ртутно-серебрянных рудных тела субширотного простирания крутого ( $55-50^0$ ) южного падения. Рудные тела не имеют четких геологических границ, их контуры определяются по результатам опробования, при этом контуры ртутной минерализации не совпадают с границами серебряной. Серебряное оруденение располагается в подошве более мощных зон с ртутной минерализацией.

Рудное тело 1 расположено в южной части полосы гидротермально измененных пород, ртутное оруденение прослежено по простиранию на 95 м, серебряное предполагается на 625 м. Мощность рудного тела на поверхности изменяется от 0,8 м до 12 м, содержание ртути составляет 0,08-0,27%. Медно-серебряная минерализация по простиранию прослежена поисковыми маршрутами и вскрыта единичными канавами и скважинами.

Восточный фланг рудного тела характеризуется (к-210) мощностью – 2,35 м, содержанием серебра 110,9 г/т, меди - 1,08%, сурьмы – 0,15%, мышьяка – 0,7%. В точечных пробах, отобранных по простиранию рудного тела, содержание серебра составляет 40-246 г/т, меди - 1-6,52%, сурьмы до 0,3%, мышьяка - до 0,7%.

В скважине 3 вскрывшей рудное тело на глубине 140 м по его падению, параметры тела следующие: мощность 0,96 м, содержание серебра 288 г/т, меди – 0,72%, ртути – 0,876 %, сурьмы - 1%, мышьяка – 0,4%, свинца – 0,02%, бария – 6,11 %.

Рудное тело 2 расположено в 20 м севернее первого, на поверхности серебряная минерализация прослежена на 275 м, ртутное оруденение на 130 м, Мощность тела изменяется от 0,8 м до 3,3 м, содержание ртути составляет 0,066-0,3%, золота по спектрохимическому анализу - 0.7 г/т (Воевода, 1969ф), данных по серебру нет. По падению рудное тело вскрыто на глубине 190 м скважиной 3, здесь его мощность составляет 2,2 м, содержание серебра – 69,3 г/т, ртути- 0,077%, меди- 2,99 %, сурьмы 0,02%, мышьяка – 0,4%. Первичный ореол ртути с содержанием 0.037% имеет в данном сечении мощность 9,6 м.

В интервале Коксаирской зоны между месторождениями Коксаир и Отсалар 1 прослежена зона аргиллизированных пород мощностью 40-80 м, среди которых встречаются оруденелые участки. Рудная минерализация представлена малахитом и азурином пропитывающим обломки аргиллизированных туфов. Содержание серебра в подобных образованиях достигает 100 и более г/т, меди более 1%, сурьмы до 0,3%, бария – 0,3%.

Зона Полиметаллического разлома прослеживается в субширотном направлении от проявления Правококсаирского на западе, до урочища Кызылташ на востоке. В пределах рудного поля в зоне интенсивно проявлены карбонатизация, аргиллизация, окварцевание, лимонитизация и омарганцевание, благодаря которым зона уверенно трассируется на местности и дешифрируется на АФС.

Проявление *Отсалар II* расположено в восточной части Полиметаллической зоны, в 1,6 км к СВ от месторождения Отсалар 1. Оруденение приурочено к интервалу



ветвления Коксаирского разлома имеющего здесь общую мощность около 300 м. Минерализация локализуется как в самой зоне, так и его апофизах на площади 1,3 x 0,8 км. В пределах проявления выявлено рудное тело 1 и серия рудоносных интервалов минерализованных зон.

Рудное тело 1 локализовано среди существенно песчаниковой толщи ташантинской свиты, имеет субширотное (80-110<sup>0</sup>) простирание и пологое (40-60<sup>0</sup>) северное падение. Рудоконтролирующая структура, вмещающая рудное тело 1, прослежена по простиранию на 1450 м. Мощность зоны изменяется от 10 до 50 м в среднем составляет 30 м. Рудное тело канавами и маршрутами прослежено на 750 м. Сложено сидерит-лимонит-гетитовой жилой и лимонит-гетитовой брекчией мощностью 1,0 м, в лежачем боку которых залегают интенсивно аргиллизированные песчаники со штокверком гетита. Жила и брекчии содержат обильную вкрапленность и гнезда сложенные вторичными минералами меди, сурьмы, свинца, серебра и мышьяка. В составе вкрапленников определены реликтовые зерна блеклых руд, халькозина, галенита и халькопирита. В промытых хвостах бороздовых проб установлено золото в количестве 61 и 18 зерен соответственно. Размер золотинок преобладает 0,1 x 0,1 мм. Вторичные минералы представлены гетитом, лимонитом, малахитом, азурином, биндгеймитом, церусситом, бисмитом, бромаргиритом. Суммарное количество рудных минералов достигает 15-20%. Параметры рудного тела вскрытого канавами следующие: мощность 1,84 м, содержание серебра – 498,8 г/т, меди- 0,52%, сурьмы – 0,87%, мышьяка – 0,51%, свинца- 0,51%, цинка – 0,51%, висмута - 0,11 %.

Максимальные содержания компонентов достигают: серебра - 1641 г/т, меди – 4,61%, сурьмы – 2,57%, свинца более 1%, цинка 1%, мышьяка более 1 %, висмута - 0,66 %. Золото пробирным анализом в рудах не определено.

В центральной части рудное тело 1 вскрыто скважиной 5 на глубине 41,2 м, здесь оно представлено брекчиями аргиллизированных песчаников цементированных ярко-желтыми лимонитовыми охрами. Рудное тело имеет мощность 1,23 м, содержание серебра – 339,1 г/т, меди- 0,17%, сурьмы – 2,34 %, свинца- 2,84%, мышьяка – 0,1%.

В зоне Коксаирского разлома серебряное оруденение установлено в канавах 168, 173, и на восточном фланге в районе канав 48-22, рудные сечения имеют мощность 1,5 - 2,4 м, содержание серебра 55,2 – 80 г/т, сурьмы 0,46%, свинца -0,24-0,4%, цинка-0,25-1%, мышьяка – 0,75-1 %.

На восточном фланге зоны в отвалах старых канав в полосе шириной 60 м распространены многочисленные обломки кремнистых, лимонит-кремнистых губок, "сухарей" и брекчий в которых спектральным анализом установлено серебро 30-100 г/т, свинец > 1%, цинк 1-3 %, мышьяк 0,3-1%, сурьма 0,2-1%.

Зона разлома фиксируется вторичными геохимическими ореолами шириной 10-70 м с содержанием серебра 10-100 г/т, свинца 0,1-0,7%, мышьяка 0,01-0,07%, сурьмы 0,005-0,03 %.

Главными рудными минералами рудных тел являются киноварь, халькопирит, тетраэдрит, халькозин, галенит. Большую роль в окисленных рудах играют церуссит, малахит, азурит, бромаргирит, пироморфит и другие. В целом этот состав типичен для всех месторождений и проявлений рудного поля, а процентное соотношение различно. Так в Полиметаллической зоне ярко выражено преобладание церуссита и галенита, а в Коксаирской зоне халькозина, халькопирита и тетраэдрита. Повышенные количества висмита отмечены в рудном теле 1 проявления Отсалар П.

На площади распространения пород талдыдюргунской свиты развиты кварц-эпидотовые метасоматиты и жильные образования содержащие рассеянную серебряно-медную минерализацию. Мощность жил преобладает 1-5 см иногда достигает 0,4 м, длина по простиранию 10-20 м до 60 м. Эпидотовые метасоматиты имеют шлировую или линейную околотрещинную морфологию, площадь их редко превышает первые десятки кв.м. Эпидотизации подвергаются как отдельные вулканические бомбы конгломератовых туфов, так и их цемент, а иногда и вся масса породы. Рудная минерализация представлена рассеянной вкрапленностью халькозина, пирита, борнита, ковеллина, блеклых руд и примазками малахита. Количество рудных минералов не превышает 1% объёма пород. Содержание серебра в этих образованиях составляют 1-30 г/т, меди-0,03-1%, цинка до 0,1%, свинца 0,003-1,0 %.

Эпидотизация является син-, и поствулканическим процессом, связанным с завершающим этапом формирования пород талдыдюргунской свиты.

В эрозионном врезе рудоконтролирующие структуры рудного поля прослеживаются на глубину 550 м от отметки 1950 м на Правококсаирском проявлении до 2500 м в восточной части поля. Рудные тела изучены в единичных пересечениях в интервале глубин 40-190 м. Анализ параметров пересечений показывает, что продуктивность рудных тел с глубиной не только не уменьшается, но даже возрастает. В качестве оценочного параметра использована продуктивность по условному серебру которое включает, кроме серебра, медь, сурьму, свинец и цинк. Средняя

продуктивность рудных сечений по серебру условному составляет в Коксаирской зоне: поверхность - 261,7 м х г/т, глубина 150-190 м - 330 м х г/т; в Полиметаллической зоне: поверхность - 445,1 м х г/т, глубина 40 м - 641,7 м х г/т. В целом для рудного поля средняя продуктивность рудных сечений на поверхности составляет 353 м х г/т, на глубину 40-190 м - 486 м х г/т.

Минерализованные зоны Коксаирского рудного узла сопровождаются первичными и вторичными геохимическими ореолами свинца, серебра, сурьмы, меди, мышьяка, цинка, бария и лития. Выявлено три первичных ореола серебра с содержанием 1-10 г/т. Первый приурочен непосредственно к зоне Полиметаллического разлома и при длине 2,8 км имеет ширину 50-350 м. Более широкая восточная часть ореола содержит часть аномалии (150 х 450 м) с содержанием 5-10 г/т и связана с проявлением серебросодержащей минерализации на участке Отсалар II. Вторая аномалия имеет резко выпуклую к северу линейную форму и пространственно сопровождает оперяющие основную зону разлома рудовмещающие структуры (включая рудное тело 1). Общая длина 2,5 км при ширине 50-150 м. Рудное тело 1 выражено аномалией (50 х 800 м) с содержанием серебра 5-10 г/т.

В 250 м севернее участка Отсалар II выделена часть третьего ореола (1300 х 80 м) в восточной части которого присутствует аномалия (40 х 300 м) с содержанием 5-10 г/т. Выделенная аномалия свинца, с изоконцентратой 0,01-0,06% и единичными пробами с содержанием 0,1-0,3%, имеет разветвленную широтно-вытянутую форму, при ширине 70-280 м. Аномалия приурочена к северной части Полиметаллической рудной зоны на всём её протяжении.

В северо-восточной части рудного поля выделена площадная (2,2 км<sup>2</sup>) аномалия сурьмы неправильной формы, с содержанием 0,001-0,01%, связанная со сложно построенной восточной частью Полиметаллической зоны.

Кроме, того выявлены вторичные ореолы свинца, серебра, меди, мышьяка. Два ореола серебра с содержанием 1-7 г/т совмещаются с зоной разлома, восточный ореол вытянут на 1,2 км, имеет неправильную вытянутую форму и расширяется с В на З (с 50 до 300 м), где имеет аномалию, с содержанием 10-100 г/т площадью 0,04 км<sup>2</sup>. Последняя приурочена к кварц-карбонатным метасоматитам с серебросодержащей минерализацией. Вторичный ореол в западной части зоны в виде узкой полосы 0,05 х 1,1 км тяготеет непосредственно к плоскости Полиметаллического разлома.

Вторичные геохимические ореолы свинца по изоконцентрате 0,01-0,09% прослеживаются на всем протяжении Полиметаллической зоны, при ширине на

восточном фланге до 225 м, на западном 25 м. Ореолы свинца, с содержанием 0,1-0,5%, размерами 20-60 x 250-1150 м, также приурочены, преимущественно, к плоскости разлома. В западной части зоны выделены два ореола мышьяка с содержанием 0,006-0,01% с аномалиями 0,06-0,1% в центральной части имеют размеры 200 x 450 и 250 x 880 м. Отдельные ореолы (до 60 x 400 м) меди с содержанием 0,01-0,02% сконцентрированы в восточной части зоны и приурочены к зонам катаклаза и милонитизации пород.

Руды месторождения Коксаир характеризуются развитием четырёх геохимических ассоциаций: барий-полиметаллический, сурьяно-мышьяковой, медно-серебряной и ртутной. Пространственное совмещение нескольких минеральных парагенезисов отражается в образовании тесных положительных корреляционных связей для элементов серебро-медь-мышьяк-цинк. Ассоциация отражает процесс формирования главной продуктивной стадии. Баритовая и ртутная минерализации образуют самостоятельные парагенезисы. Ведущую роль в "главных компонентах" играют медь, сурьма, мышьяк и серебро.

В рудах Полиметаллической зоны выявлено три ассоциации элементов, вне которых расположены медь, марганец и барий. Тесную кластерную группу образуют серебро, мышьяк, свинец, цинк и сурьма. Первая главная компонента составлена из свинца, мышьяка, сурьмы и цинка. Зона обеднена медью, которая в отличие от других участков рудного поля не обнаруживает связи с серебром.

В рудном теле I проявления Отсалар II выделена многочисленная ассоциация, включающая II элементов, которая по частным коэффициентам корреляции разделяется на две группы характеризующиеся внутренними положительными связями и отрицательными межгрупповыми. Для рудного тела типичны аномальные, часто достигающие промышленных, содержания висмута. Наибольшей теснотой связей отличается ассоциация включающая висмут, серебро, медь, свинец, мышьяк и сурьму. В первую главную компоненту входят серебро, медь, висмут, свинец, цинк, сурьма и мышьяк.

Рудная минерализация локализованная в породах талдыдюргунской свиты характеризуется ассоциацией серебро-медь-свинец-мышьяк, при этом наблюдается корреляция серебра и меди, а вторая главная компонента включает медь, серебро и ванадий.

В Коксаирской зоне наблюдается увеличение с 3 на V содержании меди и серебра при одновременном уменьшении бария, кобальта, сурьмы и свинца. В

восточном направлении уменьшается количество корреляционных связей, упрощается состав групп до двух элементов, что может свидетельствовать об увеличении глубины эрозионного среза восточного фланга зоны. Оруденение характеризуется преобладанием свинца над цинком (отношение 3,2-20) и меди над сурьмой (3-6,4). Зона в целом имеет медно-сурьяно-мышьяковую специализацию.

В Полиметаллическом разломе с 3 на В возрастает содержание свинца, цинка, мышьяка, серебра, сурьмы и уменьшается количество бария, меди, титана и ванадия. На западном фланге зоны в рудах увеличивается содержание флюорита. Для зоны типично незначительное преобладание свинца над цинком (отношение 1,1-3,4), в рудном теле 1 медно-сурьяно отношение составляет – 0,58. Минерализация характеризуется мышьяково-свинцово-цинковой специализацией.

В процессе формирования руд Коксаирского рудного поля отчётливо выделяются два этапа гидротермального минералообразования - девонский и юрский, а также этап экзогенного изменения руд в четвертичный период. Девонский этап охватывает период образования вулканогенных толщ талдыдюргунской свиты, с которыми связано рассеянное серебряно-медное оруденение в кварц-эпидотовых метасоматитах и жилах. В их образовании выделяются две стадии: кварц-эпидотовая и кварц-карбонат-сульфидная. В кварц-эпидотовую стадию происходило образование одноименных метасоматитов путем замещения андезитовых порфиритов и их туфов. Эпидотизация сопровождала вулканические извержения и поствулканическую гидротермальную деятельность. Совместно с эпидотом выделяется гематит и незначительная часть халькозина, блеклых руд. В кварц-карбонатно-сульфидную стадию формировалась, преимущественно прожилковая кварц-кальцитовая минерализация с вкрапленностью и гнездами халькозина, ковеллина, блеклых руд пирита и самородной меди.

В юрский этап сформировано главное ртутно-серебряное оруденение и сопровождающие его гидротермально-метасоматические образования. Кварц-арсенопирит-пиритовая стадия характеризуется кварцеванием вмещающих пород с локальной сульфидизацией (пирит, арсенопирит). Она протекала при всё более возрастающей тектонической активности, что вело к брекчированию ранее образованных метасоматитов.

Продуктивная барит-халькопиритовая стадия сопровождалась интенсивной баритизацией, аргиллизацией и карбонатизацией вмещающих пород. В течении её формировались жильные и брекчиевые тела баритового и сидеритового состава с

вкрапленностью халькопирита, галенита, блеклых руд, тетраэдрита, сфалерита, шватцита.

Диккит-карбонатно-киноварная стадия протекала после локального дробления и характеризуется минеральным парагенезисом включающим доломит, диккит, кальцит, киноварь и метациннабарит. В эту стадию образована основная масса ртутных руд.

В экзогенный этап формировалась зон окисления руд, первичные медные минералы и блеклые руды замещались халькозином, ковеллином, лимонитом и карбонатами. По серебро - и сурьмусодержащим минералам развивались бромаргирит, термозит, биндгеймит, сурьмяные охры. В результате разложения шватцита образовались порошковатые агрегаты вторичной киновари, для которой характерны тонкодисперсные коллоидные оторочки вокруг шватцита. Галенит замещался церусситом и пироморфитом .

Появление в зоне окисления самородного золота свидетельствует о его возможной сульфидной природе и высвобождении в процессе окисления.

Оценка прогнозных ресурсов Коксаирского рудного поля проведена на основе аналогии с применением линейной удельной рудоносности минерализованных зон. Рудная минерализация Коксаирского рудного поля обладает рядом отличительных признаков, позволяющих осуществить поиск месторождения - аналога. Размещение рудной минерализации контролируется протяженными крутопадающими тектоническими нарушениями Коксаирским и Полиметаллическим разломами. Разломы сопровождаются системами оперяющих нарушений более высокого порядка, зонами катаклаза и интенсивного гидротермального метасоматоза вмещающих пород - окварцеванием, баритизацией, аргиллизацией, на поверхности лимонитизацией и омарганцеванием. Мощность зон 10-300 м. В пределах зон оруденение распространено неравномерно, оруденелые интервалы чередуются с безрудными. Вертикальный размах зон в эрозионном срезе составляет более 550 м. Размещение оруденелых интервалов зон контролируется структурными факторами - интервалами ветвления зон на несколько составляющих: изгибами плоскостей нарушений по простиранию и падению; тектоническими "окнами"- участками зон ограниченными и смещенными поперечными дорудными разломами.

По вещественному составу выделено два пространственно разобщенных типа рудных тел: ртутные и серебряные. Ртутные рудные тела распространены преимущественно вдоль Коксаирского разлома, а серебряная минерализация встречается повсеместно.

В пределах Коксаирского рудного узла выделены рудоносные интервалы зон, в которых горными выработками вскрыты рудные тела, геохимические ореолы серебра и попутных компонентов, точечным опробованием установлены промышленные или близкие концентрации серебра, меди, сурьмы и ртути. В зоне Коксаирского разлома выделено три рудоносных интервала протяженностью: I - Коксаирское месторождение - 0,6 км; II – 0,3 км; III- месторождение Отсалар 1 – 1,2 км, в Полиметаллическом и оперяющих его разломах установлено ещё четыре интервала: IV- 1,0 км; V – 1,0 км; VI- проявление Отсалар II – 0,5 км; VII – 0,3 км. Эти интервалы отнесены к перспективным для выявления сереброрудных тел, общая их протяженность составляет 4,9 км.

По падению рудные тела вскрыты на глубине 190 м от поверхности, при этом изменений параметров тел не установлено, прогнозные ресурсы оценены до глубины 300 м.

При прогнозируемой длине минерализованных зон в пределах Коксаирского рудного поля 4900 м прогнозные ресурсы серебра категории P<sub>2</sub> на глубину 300 м составляют 2500 т, меди 138 тыс.т, сурьмы 63 тыс.т, серебра условного 3300 т, при средних содержаниях 155 г/т, 0,7%, 0,41%, 205 г/т соответственно (Гусев, Бедарев, 1991ф).

В рудном поле, помимо указанных типов оруденения, в 2004 году нами выявлены перспективные металлотекты и проявления сложного медно-порфирового (Южно-Коксаирское, Отсалар, Бошту) и эпitherмального золото-серебряного рудного комплекса (Коксаир), связанного с герцинским минерагенезом. В урезе Безымянной балки в южной части участка выявлено **Южно-Коксаирское проявление**, где вскрыт разрез лав трахидацитов-трахиандезитов с туфами, туффитами, а также лапиллиевыми и бомбовыми горизонтами околожерловой фации (D<sub>1td</sub>). Северо-восточнее указанный разрез интродуцирован субвулканическим телом трахиандезитовых порфиритов, которые в северном направлении сменяются флюидо-эксплозивными брекчиями по трахиандезитовым порфиритам с жилами, прожилками кварца и барита с редкой вкрапленностью пирита и халькопирита. В северной части брекчии развальцованы, лимонитизированы, аргиллизированы и превращены в легко рассыпающуюся дресву. Видимые размеры брекчии более 50×60 м. Западнее находится ещё одно субвулканическое тело, представленное гранит-порфирами, в теле которых выявлено также тело флюидо-эксплозивных бекчий по гранит-порфирам размерами более 200×150 м. Площадь распространения прожилково-вкрапленного медно-порфирового

оруденения в субвулканических телах и флюидо-эксплозивных брекчиях визуально оценивается в 250×350 м.

Более богатое прожилково-вкрапленное медно-порфировое оруденение локализуется во флюидо-эксплозивных брекчиях, сформировавшихся по гранит-порфирам. В них выделяются минерализованные зоны двух систем, ориентированных субширотно (270-280°) и в северо-восточном направлении (20-25°). Узел сочленения указанных систем под задерновкой. Отмечаются также участки штокверкового строения. Видимые размеры флюидо-эксплозивных брекчий с более богатым медно-порфировым оруденением: ширина выходов более 10 м, протяжённость более 30 м. Визуальная оценка содержаний халькопирита в минерализованных зонах и штокверках – от 3 до 10%. В минерализованных зонах и штокверках (12×20 м) жильно-прожилковая минерализация представлена кварцем, анкеритом, баритом, сульфидная – пиритом, халькопиритом, борнитом, киноварью, оксидная – гематитом, спекуляритом.

*Проявление Бошту* находится к востоку от проявления Отсалар и приурочено к аналогичным гранит-порфирам и образованиям жерловой и субвулканической фаций корумкешинской свиты (D<sub>1</sub>) (эксплозивные агломератовые брекчии, полосчатые флюидальные риолит-порфиры, игнимбриты). Прожилково-вкрапленная минерализация (кварц, анкерит, кальцит) в аргиллизированных породах сопровождается гнёздами (1×2 см), вкрапленностью (1-5 мм) и тонкими прожилками (до 1-2 мм) халькопирита, халькозина с обильными вторичными минералами - малахитом, азуритом, лимонитом. Распространение сульфидов на массу породы не равномерное и варьирует от 1 до 15-20 %. По маршруту медно-порфировое оруденение распространено на площади более чем на 165×260 м. Особенно богатое оруденение приурочено к юго-восточному флангу проявления, где эруптивная брекчия сложена более мелкозернистыми фрагментами с хорошо проявленным матриксом (по ходу маршрута более 13 м).

В медно-порфировых и эпитермальных образованиях Южно-Коксаирского, Отсалара, Бошту содержания меди варьируют от 0,1 до 1%. Оруденение связано с очаговыми вулcano-плутоническими структурами, локализованными к югу от Полиметаллического разлома.

В урезе Безымянной балки в южной части участка выявлено **Южно-Коксаирское проявление**, где вскрыт разрез лав трахидацитов-трахиандезитов с туфами, туффитами, а также лапиллиевыми и бомбовыми горизонтами околожерловой фации талдыдюргунской свиты (D). Северо-восточнее указанный разрез интродуцирован



субвулканическим телом трахиандезитовых порфиритов, которые в северном направлении сменяются флюидо-эксплозивными брекчиями по трахиандезитовым порфиритам с жилами, прожилками кварца и барита с редкой вкрапленностью пирита и халькопирита. В северной части брекчии развальцованы, лимонитизированы, аргиллизированы и превращены в легко рассыпающуюся дресву. Видимые размеры брекчии более 50×60 м. Западнее находится ещё одно субвулканическое тело, представленное гранит-порфирами, в теле которых выявлено также флюидо-эксплозивные бекчии по гранит-порфирам размерами более 200×150 м. Площадь распространения прожилково-вкрапленного медно-порфирикового оруденения в субвулканических телах и флюидо-эксплозивных брекчиях визуально оценивается в 250×350 м.

Более богатое прожилково-вкрапленное медно-порфириковое оруденение локализуется во флюидо-эксплозивных брекчиях, сформировавшихся по гранит-порфирам. В них выделяются минерализованные зоны двух систем, ориентированных субширотно (270-280°) и в северо-восточном направлении (20-25°). Узел сочленения указанных систем под задерновкой. Отмечаются также участки штокверкового строения. Видимые размеры флюидо-эксплозивных брекчий с более богатым медно-порфириковым оруденением: видимая ширина выходов более 10 м, протяжённость более 30 м. Визуальная оценка содержания халькопирита в минерализованных зонах и штокверках – от 3 до 10%. В минерализованных зонах и штокверках (12×20 м) жильно-прожилковая минерализация представлена кварцем, анкеритом, баритом, сульфидная – пиритом, халькопиритом, борнитом, киноварью, оксидная – гематитом, спекуляритом. Реже в ассоциации с белым кварцем отмечается золото.

На участке *Южный Коксаир* к югу от известного Коксаирского серебро-ртутного проявления среди алевролитов и туффитов нижнего девона выявлена зона кварц-карбонатного состава с вкрапленностью сульфидов с содержанием золота 4 г/т, серебра 565 г/т. В ассоциации с кварцем установлены также адуляр, иллит, каолинит. Предварительно выявленная зона отнесена к нетрадиционному для данного рудного узла золото-серебряному эпитегрмальному типу оруденения, развитому выше по врезу от медно-порфирикового. В рудном узле прогнозируется нетрадиционный тип медно-порфирикового оруденения, а также золото-серебряный эпитегрмальный. В пробе-протолочке из окварцованных туффитов с вкрапленностью сульфидов обнаружены самородное золото, кюстелит, самородное серебро, матильдит, герсдорфит, валлериит,

аргентит, прустит, науманнит, агуларит, госларит, кераргирит, мелантерит, халькантит, пирит, мельниковит, пирротин, сфалерит, галенит, алтатит, тетрадимит.

Таким образом на участке Южный Коксаир имеет место совмещение главных рудоконтролирующих структур: южной ветви Полиметаллического разлома, реставрируемая околожерловая фация вулканитов и субвулканические тела гранит-порфирво и трахириодацитовых порфиров. Впервые нами обнаружены дайки долеритов, контролируемых зоной Поиметаллического разлома. Эпитермальное золото-серебряное оруденение локализуется в вулканитах талдыдюргунской свиты, а в субвулканических телах флюидо-эксплозивные брекчии с прожилково-вкрапленным медно-золото-порфировым типом оруденения (рис. 22).

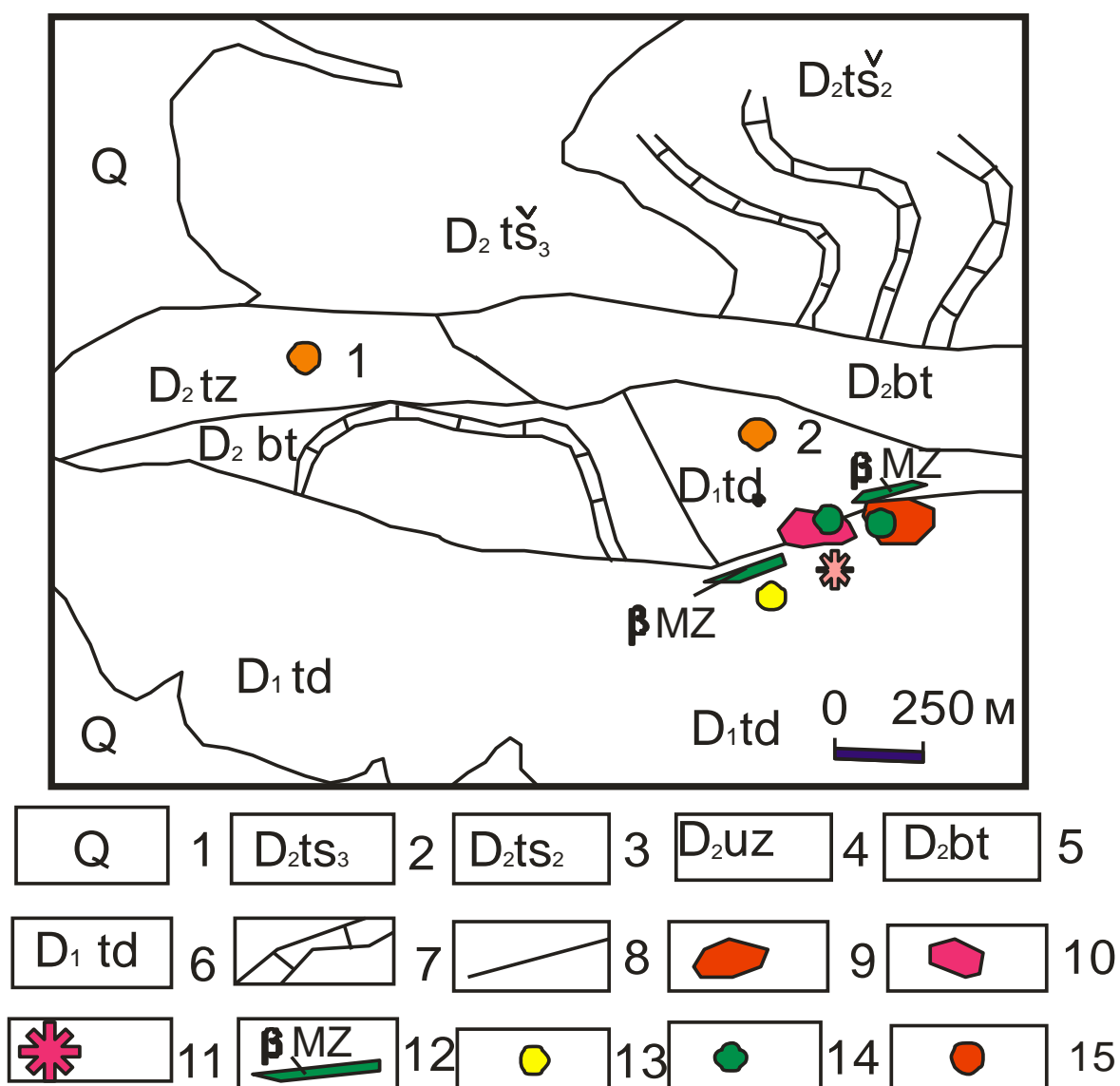


Рис. 22. Схематическая геологическая карта и полезные ископаемые Коксаирского рудного поля (составлена А.И. Гусевым)

1- Четвертичные образования; 2- алевролитистые сланцы верхней подтолщи ташантинской свиты; 3- алевролиты, известняки средней подтолщи ташантинской свиты; 4-песчаники, алевролиты, известняки узунтальской свиты; 5- алевролиты, известняки боштуской свиты; 6- андезитовые, андези-базальтовые порфириды, туфы, туфоконгломераты, туфолавы талдыдюргунской свиты; 7- известняки; 8- разломы; 9- субвулканические лейкогранит-порфиры; 10- субвулканические трахириодацитовые порфиры; 11- реставрируемые образования околожерловой фации вулканитов; 12- дайки долеритов; 13 – Южно-Коксаирское эпитегрмальное золото-серебряное проявление; 14 – медно-золото-порфировые проявления; 15- ртутно-серебряно-полиметаллические месторождения (1 – Западно-Коксаирское, 2- Коксаирское).

Рудогенерирующий магматизм нетрадиционного для данного рудного поля эпитегрмального и порфирового оруденения являются ингредиенты глубинного очага, формировавшего субвулканические тела лейкогранит-порфиридов и трахириодацитовых порфиридов.

Трахириодацитовые порфиры содержат вкрапленники призматического ортоклаза, таблитчатого плагиоклаза, реже кварца и биотита (от 15 до 25 %). Плагиоклаз вкрапленников зонален: в ядре андезин (№30-32), по периферии – олигоклаз (№ 15-22). Основная ткань породы представлена фельзитом, сложенным зёрнами ортоклаза, олигоклаза, кварца, биотита, моноклинного пироксена. Трихитоидная микроструктура подчёркивается мелкими лейстами щелочного полевого шпата. Темноцветные минералы местами эпидотитизированы и хлоритизированы. Аксессуары – магнетит, сфен, апатит.

Лейкогранит-порфиры - массивные породы с неравномерным распределением сероватой и розоватой окрасок и редким присутствием темноцветных минералов. Текстура порфировая, местами брекчиевая с пятнистым распределением окраски. Во вкрапленниках присутствует кварц размерами от 0,1 до 0,3 мм., калиевый полевой шпат таблитчатой формы, иногда короткопризматической, редко – мусковит и биотит в виде чешуек размерами до 0,4 мм. Основная ткань породы представлена мелкозернистым агрегатом зёрен калиевого полевого шпата, кварца, изредка биотита, мусковита и хлорита. Часто отмечается микросферолитовые выделения полевого шпата. В краевых частях субвулканического тела часто встречаются миароловые пустотки округлой формы размерами 0,8-1,2 см, выполненные кварцем, кальцитом, баритом, цоизитом. Аксессуары минералы включают пирит, циркон, монацит, апатит.

Химический состав некоторых разновидностей талдыдюргунского комплекса приведен в табл. 15.

Таблица 15

Химический состав эффузивов и субвулканических трахириодацитов и лейкогранит-порфиров талдыдюргунского комплекса проявления Южный Коксаир (оксиды в %, элементы в г/т, Au, Ag – мг/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	49,63	52,02	63,4	64,8	69,8	70,1	75,2	75,5	75,9
TiO <sub>2</sub>	1,11	1,09	1,05	1,1	0,8	0,9	0,11	0,1	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,9	16,46	13,9	14,1	15,7	15,6	11,9	12,0	11,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	16,69	14,93	7,42	7,1	1,6	1,55	1,13	1,3	1,27
MnO	0,1	0,1	0,06	0,05	0,03	0,03	0,01	0,02	0,1
MgO	3,0	3,89	1,15	1,45	0,5	0,6	0,10	0,13	0,14
CaO	5,99	5,13	1,4	0,7	1,1	1,0	0,42	0,36	0,3
Na <sub>2</sub> O	4,84	5,1	4,53	4,2	3,9	3,5	3,4	3,2	2,93
K <sub>2</sub> O	1,89	1,83	4,1	4,4	4,8	4,8	5,55	5,45	5,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,23	0,33	0,36	0,27	0,31	0,25	0,24	0,26
Cr	87	80	67	10,1	40	41	53,3	49,5	48,7
V	260	190	57	60	38	40	11,5	12,6	16,1
Ni	60	64	45	8,2	6	8	66,2	61,5	59,9
Co	33	30	10,5	7,4	5	6	3,2	4,8	5,6
Cu	65	61	62	54	34	33	65,9	65,6	64,1
Zn	33,7	26,9	30,5	33,5	40,7	43,1	23,8	24,1	24,9
Pb	60,3	61,2	51	10	9,3	10,1	5,5	9,4	8,8
Sb	1,8	2,1	2,2	3,6	4,0	4,1	4,3	3,9	0,5
Sc	28	20,2	39	14,3	34	35	9,3	11,6	10,2
Rb	130	53,5	115	161	185	190	227	210	185
Ba	610	209	675	650	930	920	435	397	440
Sr	120	159	79	65	30	32	21,3	31,7	24,9
Nb	12,1	9,2	18,1	18,9	14,2	14,3	36,2	36,1	35,7
Ta	1,1	0,49	1,7	1,15	1,1	1,16	2,0	2,7	2,3
Zr	225	63,5	370	362	395	390	225	245	261
Hf	5,5	1,86	10,3	10,4	10,1	10,2	8,1	9,3	10,5
Y	24	23,9	57	68	46,5	48,1	60,2	76,4	111
Th	12,3	4,5	13,5	12,5	16,7	17	15,5	16,8	19,3
U	5,3	1,36	3,4	3,9	2,3	2,4	3,8	5,1	4,2
La	43,1	20,68	27	70,1	50,2	51,6	26,9	27,2	240
Ce	91,6	44,66	61,1	140,5	108,3	113,1	83,3	76,8	135,8
Pr	10,5	5,31	7,7	18,8	11,5	11,6	7,4	7,6	57,9
Nd	38,1	21,68	32,8	75	44,8	45,8	29,1	30,2	230
Sm	7,0	5,03	7,6	16,3	8,9	8,8	6,75	7,0	50,3
Eu	1,6	1,17	1,8	2,5	1,6	1,5	0,82	0,97	3,4
Gd	5,5	4,65	8,2	14,2	9,1	10,1	7,1	7,2	49,1
Tb	0,8	0,74	1,3	1,9	1,15	1,4	1,44	1,39	6,3
Dy	4,7	4,11	9,6	11,3	8,7	8,8	9,98	10	30,3
Ho	0,9	0,82	2,0	2,2	1,7	1,6	2,31	2,2	4,9
Er	2,6	2,21	6,2	6,6	4,9	4,8	6,79	6,3	12,3
Tm	0,4	0,34	0,9	1,05	0,7	0,8	1,05	1,0	1,55

Yb	2,4	1,88	5,8	6,1	4,1	4,5	6,5	6,3	10,5
Lu	0,4	0,25	0,92	0,9	0,6	0,56	0,95	0,92	1,36
Au	123	130	176	187	184	199	87	85,8	203
Ag	342	355	432	440	437	754	443	459	788
$\sum$ REE	275,9	137,4	282,1	435,4	302,7	313,1	250,6	261,5	944,7
U/Th	0,43	0,3	0,25	0,31	0,14	0,14	0,24	0,3	0,22
Nb/Ta	11	18,8	10,6	16,4	12,9	12,3	18,1	13,4	15,5
(La/Yb) <sub>N</sub>	11,9	7,3	3,1	7,6	8,1	7,6	2,7	2,8	15,1
Eu/Eu*	0,77	0,74	0,7	0,5	0,55	0,49	0,36	0,42	0,21
TE <sub>1,3</sub>	1,02	1,0	0,99	0,95	0,96	1,0	1,14	1,11	0,75

Примечание. 1-2- субщелочные лейкобазальты; 3-4- трахиандезиты; 5-6 – субвулканические трахириодациты; 7-9 – субвулканические умеренно-щелочные лейкогранит-порфиры.

Все породные типы комплекса относятся к низкотитанистым, высоко-калиевым и высоко-ниобиевым. В них низкие концентрации рубидия и стронция. Отношение Eu/Eu\* ниже 1 (ниже хондритовых). Суммарные концентрации редких земель довольно высоки и варьируют от 137,4 до 944,7 г/т. и их фракционирование даёт весьма широкий разброс (от 2,7 до 15,1). В субвулканических образованиях проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М- (выше 1,1) и W-(ниже 0,9) типов, что свидетельствует о изменчивом флюидном характере магматоненных флюидов.

Классификационная диаграмма для пород Южно-Коксаирской МРМС позволяет относить их к породам првышннной щёлочности от монцогаббро для базальтоидов, до сиенитоидов для более кислых разновидностей (рис. 23).

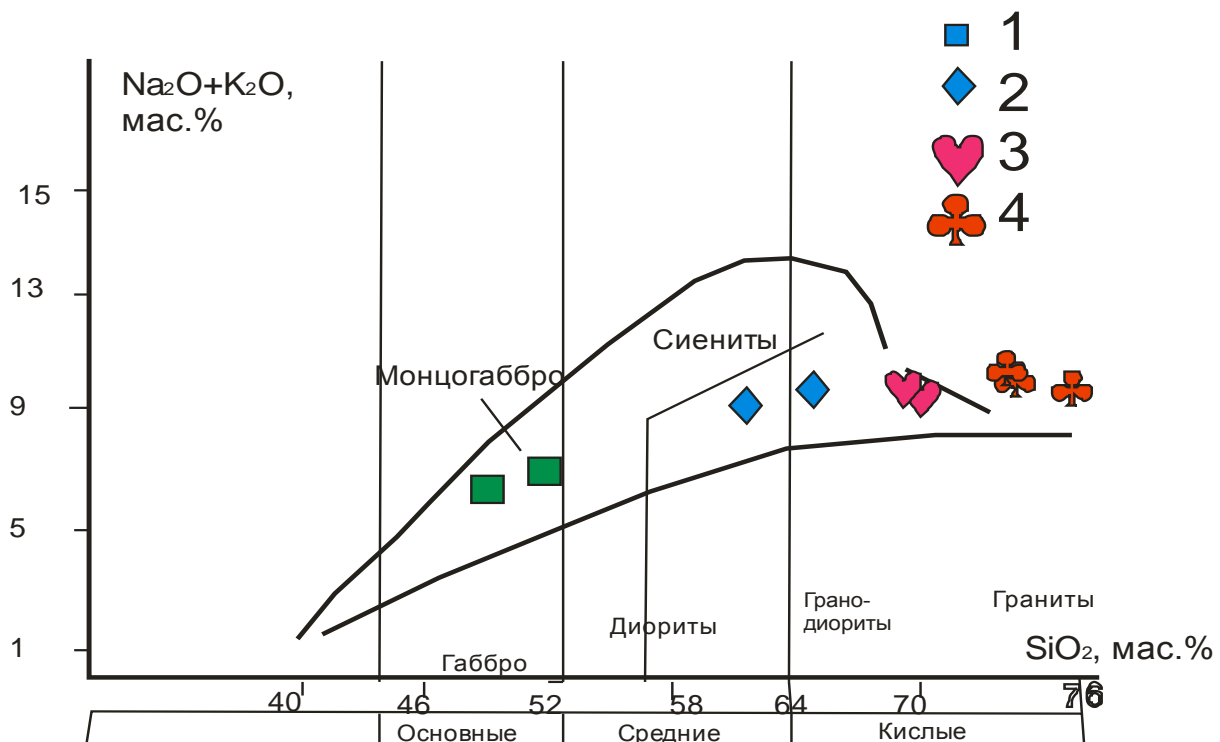


Рис. 23. Диаграмма  $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$  для магматических пород Южно-Коксаурской МРМС

Породы Южно-Коксаурской МРМС: 1- субщелочные лейкобазальты, 2- трахиандезиты; 3- субвулканические трахириодациты; 4 – субвулканические умеренно-щелочные лейкогранит-порфиры.

Более точная диагностика выявляется на диаграмме соотношений  $K_2O-SiO_2$ , где составы пород локализируются преимущественно в поле шошонитовой серии (рис. 24). Исключение составляет один образец субщелочного лейкобазальта, состав которого отвечает высоко-калиевой известково-щелочной серии.

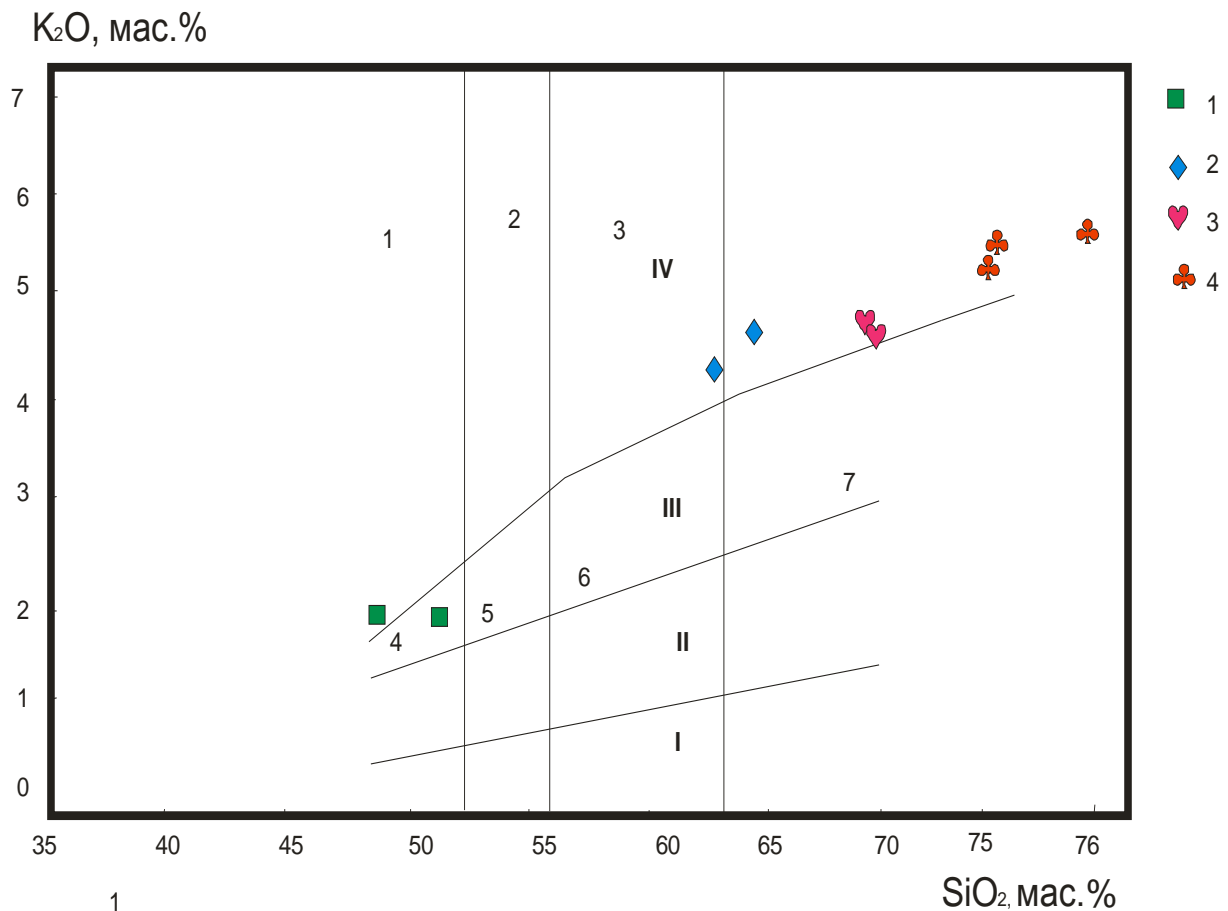


Рис. 24. Диаграмма соотношений  $K_2O - SiO_2$  для пород Южно-Коксаурской МРМС

Поля пород: 1- абсарокит; 2- шошонит; 3- банакит; 4- высоко-К базальт; 5- высоко-К андезибазальт; 6- высоко-калиевый андезит; 7- высоко-К дацит по [Pescerilo, Taylor, 1976]. Серии пород: I- толеитовая; II- известково-щелочная; III – высоко-К известково-щелочная; IV- шошонитовая. Породы Южно-Коксаурской МРМС: 1- субщелочные лейкобазальты, 2- трахиандезиты; 3- субвулканические трахириодациты; 4 – субвулканические умеренно-щелочные лейкогранит-порфиры.

Высокие концентрации в породах Nb (в Южно-Коксаирской МРМСот 9,2 до 36,6 г/т). свидетельствует об образовании их за счёт плавления высоко-Nb базальтов (NEB).

Источник плавления, за счёт которого образуются такие породы, может быть расшифрован с использованием соотношений Nb и Ta. Известно, что плавление источника пород, содержащего фазы Ti-обогащённых ингредиентов (рутила, ильменита), будет генерировать расплавы с высоким отношением Nb/Ta ( $>25$ ), в то время как плавление источника с амфиболом приводит к формированию расплавов с более низким отношением Nb/Ta ( $<25$ ) [Folley et al., 2002; Hoffman et al., 2011]. Во всех породных типах Южно-Коксаирской МРМС отношения Nb/Ta варьируют от 10,6 до 18,8 и указывают, таким образом, на плавление амфибол-содержащего источника.

Формирование эпитермального золото-серебряного оруденения, связанного с функционированием глубинного очага и внедрением субвулканических тел, сопровождалось интенсивными процессами аргиллизации, которые повсеместно фиксируются в породах талдыдюргунской свиты участка Южный Коксаир. По текстурно-структурным взаимоотношениям минералов и микроскопическому изучению руд построена парагенетическая схема последовательности минералообразования (рис. 25). В этой схеме не нашли своего отражения дайки мезозойских долеритов, с которыми возможно связано наиболее позднее предполагаемое золото-ртутное оруденение.

## Парагенетическая схема последовательности минералообразования

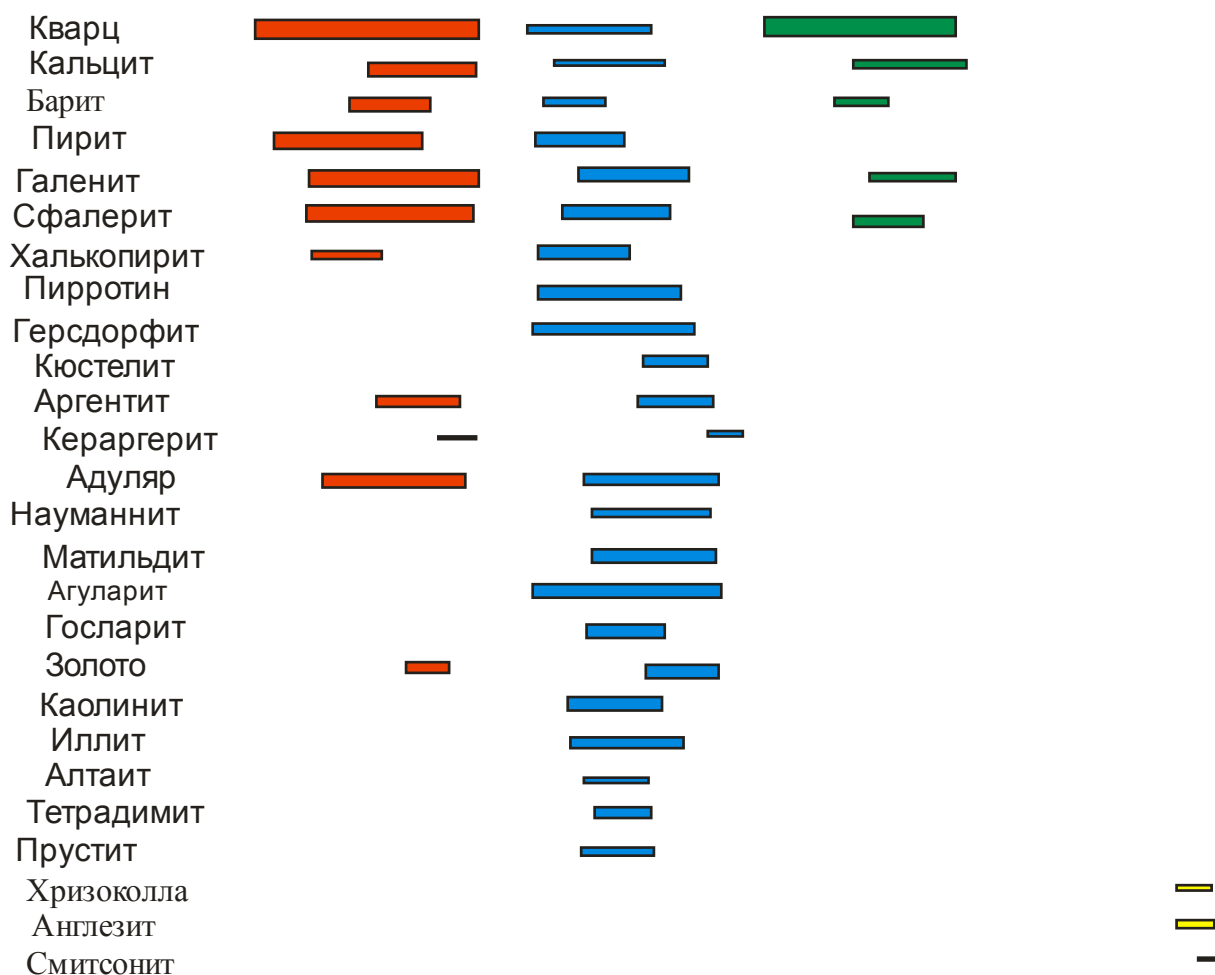


Рис. 25. Парагенетическая схема последовательности минералообразования участка Южный Коксаир для эпитермального золото-серебряного оруденения

На основе приведенных данных оруденение Южного Коксаира относится к промежуточно-сернистому (Intermediate Sulfidation) эпитермальному золото-серебряному оруденению селенисто-теллуриднему подтипу.

Для кварцев разных стадий определены температуры гомогенизации газожидких включений, а также для сфалеритов оценены содержания молекулярных процентов FeS, которые приведены вместе с другими термодинамическими данными в табл. 16. Определение фугитивностей серы, кислорода и теллура выполнено на основе термодинамических диаграмм (рис. 26-28) с учётом работ [Scott et al., 1971; John, 2001; Afifi et al., 1988]



Таблица 16

Некоторые термодинамические и физико-химические параметры минералов и стадий минерализации участка Южный Коксаир

Показатели	Значения параметров
Температура гомогенизации (°С) газово-жидких включений в кварце:	
1 прерудной кварц-пиритовой стадии	300-305
2 селенидно-теллуридной стадии	220-230
3 пострудной стадии	170-175
FeS в сфалерите I ( ZnS) в мол. %	9,5
во 2 селенидно-теллуридной стадии	7,5
$\log f_{O_2}$ в 1 стадии	(-40,3) - (- 39,4)
$\log f_{O_2}$ во 2 селенидно-теллуридной стадии	(-39,6) – (-38,8)
$\log f_{S_2}$ в 1 стадии (при 250°С)	(-11,3) - (10,9)
$\log f_{S_2}$ 2 стадии теллуридной (при 250°С)	(-14,1) – (-13,2)
$\log f_{S_2}$ в 1 стадии (при 200°С)	-11
$\log f_{S_2}$ 2 стадии теллуридной (при 200°С)	-16
$\log f_{Te_2}$ 1 стадии (при 250°С)	(-16,9) – (-17,8)
$\log f_{Te_2}$ 2 стадии селенидно-теллуридной (при 250°С)	(-10,9) – (-11,2)
$\log f_{Te_2}$ 1 стадии (при 200°С)	(-13,9) – (-14,6)
$\log f_{Te_2}$ 2 стадии селенидно-теллуридной (при 200°С)	(-12) – (-13)
Потенциал ионизации ( $\gamma$ ) сфалерита I	206,1
Потенциал ионизации ( $\gamma$ ) сфалерита II	206, 5
pH 1 стадии	6,3-6,7
pH 2 стадии	4,3-4,7
Пробность золота (%): Селенидно-теллуридной стадии	945-965
Давление, бар:	
1 стадии	130-135
2 стадии	95-100
3 стадии	40-45

Примечание. Потенциал ионизации  $\gamma$  по В.А. Жарикову (1967).

Эволюция гидротермальных растворов в процессе эндогенного минералообразования протекала в направлении снижения температур от 305 до 170°С. При этом происходило понижение давлений от 135 до 40 бар. От первой ко второй стадии происходило увеличение фугитивности кислорода и теллура и уменьшение фугитивности серы (от – 9,9 до – 14,1, а также снижение pH среды от 6,7 до 4,3).

Известно, что условный потенциал ионизации минералов по В.А. Жарикову является показателем кислотно-основных свойств [Жариков, 1967]. Увеличение значения условного потенциала ионизации сфалерита в направлении от ранней к поздней

генерации руд Южного Коксаира (от 6,1 до 6,5) указывает на увеличение кислотности среды.

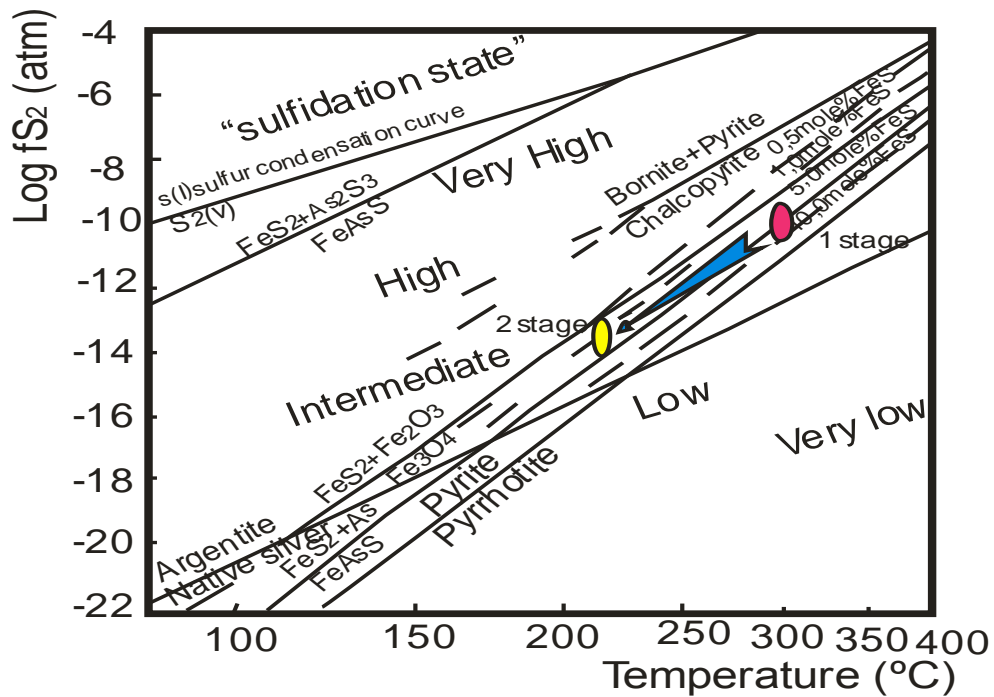


Рис. 26. Диаграмма  $\text{Log}f\text{S}_2$  – температура для рудной минерализации Южно-Коксаирского участка. Изоплеты  $\text{FeS}$  содержаний для сфалерита рассчитаны с использованием уравнений по [Scott et al., 1971]. Жёлтое поле – приблизительные оценки фугитивности серы и температурные условия для 2 стадии, красное поле – для 1 стадии.

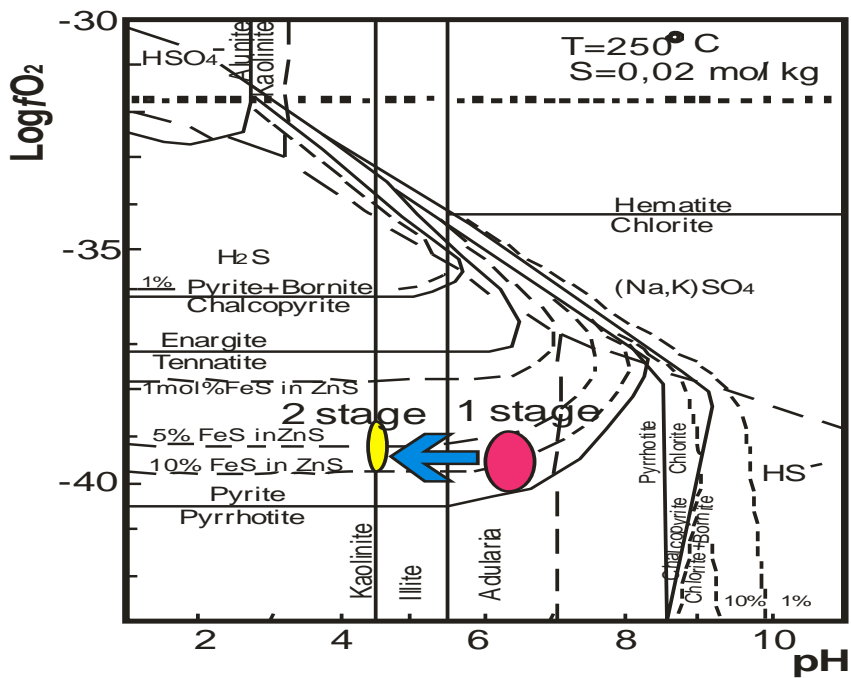


Рис. 27. Диаграмма  $\text{Log}f\text{O}_2 - \text{pH}$  для руд эпитермаьного оруденения Южно-Коксаурского участка. Значения  $\text{pH}$  и  $f\text{O}_2$  первичных рудных флюидов модифицированы по [John, 2001]. Разными цветами показаны поля стабильности для различных минералов с мол.%FeS в сфалерите при  $T=250^\circ\text{C}$ ,  $\Sigma S = 0,02$  мол/кг. Остальные условные на рис. 26.

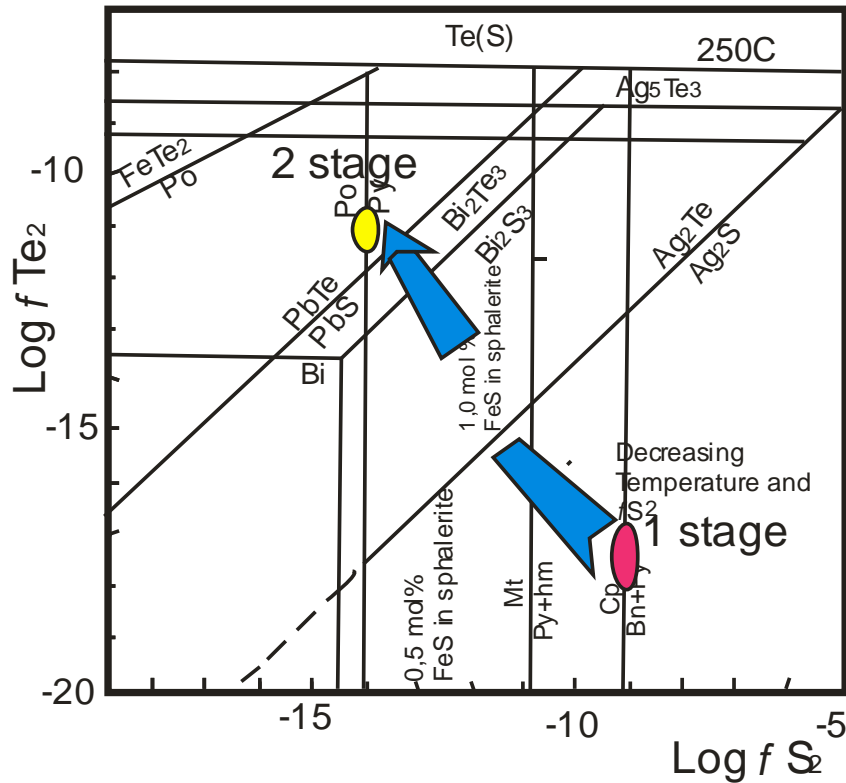


Рис. 28. Диаграмма  $\text{Log}f\text{Te}_2 - \text{Log}f\text{S}_2$  в условиях равновесия между теллуридами и сульфидами для руд Южно-Коксаурского участка при  $250^\circ\text{C}$ . Диаграмма показывает равновесие между теллуридами и сульфидами при  $250^\circ\text{C}$  в условиях газового насыщения по [Afifi et al., 1988]. Жёлтое поле – для полиметаллической 1 стадии, красное поле – для селенидно-теллуридной 2 стадии руд эпитермаьного оруденения Южно-Коксаурского участка. Остальные условные на рис. 26.

Для условий равновесия между теллуридами и сульфидами при  $200^\circ\text{C}$  показатели фугитивностей серы и теллура будут несколько иными (рис. 29).

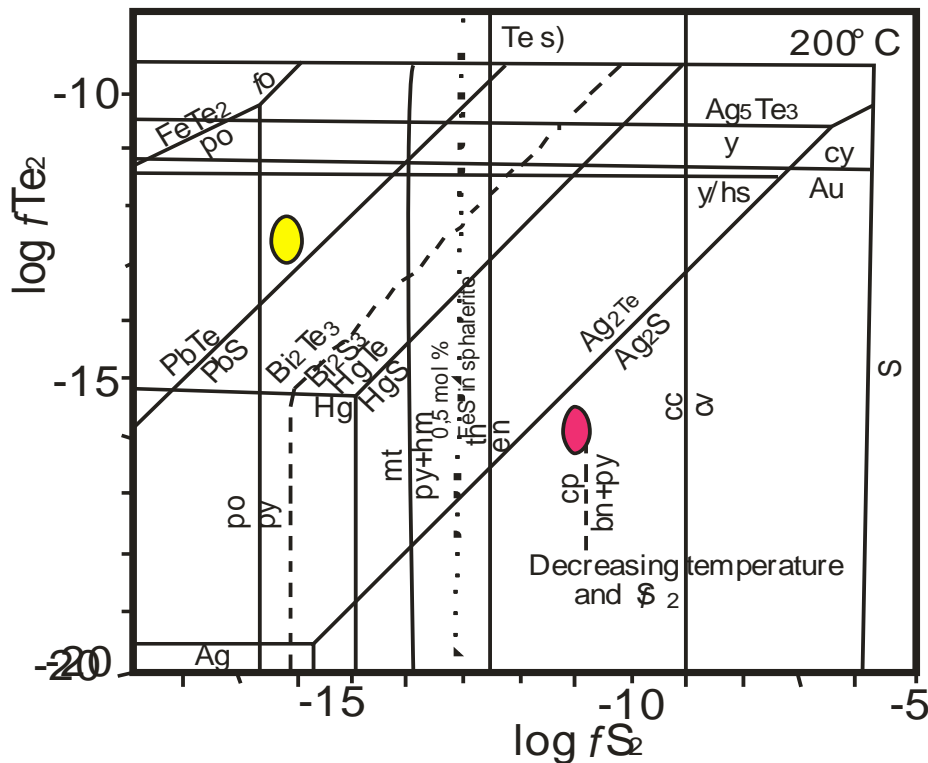


Рис. 29. Диаграмма  $\text{Log } f \text{Te}_2 - \text{Log } f \text{S}_2$  в условиях равновесия между теллуридами и сульфидами для руд Южно-Косаурского участка при  $200^\circ \text{C}$ . Диаграмма показывает равновесие между теллуридами и сульфидами при  $200^\circ \text{C}$  в условиях газового насыщения по [Afifi et al., 1988]. Жёлтое поле – для селенидно-теллуридной стадии 2 стадии, красное поле – для полиметаллической 1 стадии руд эпитеpмального оруденения Южно-Косаурского участка. Остальные условные на рис. 26.

В последнее время стало известно, что месторождения порфиpово-эпитеpмальных минеральных систем ассоциированы преимущественно с островодужным магматизмом в пределах конвергентных геодинамических обстановок. Такие системы зональны и глубже эпитеpмального оруденения должно локализоваться порфиpовое и, возможно, скарновое. Совмещение порфиpового и эпитеpмального Au-Ag оруденения отмечается в рудах Михеевского месторождения на Урале [Preceousmetalls., 2018], Au-Ag месторождениях Роговик и Баимка на Северо-Востоке России [Physicochemical model., 2017; Gold-Silver Mineralizayion..., 2016], в Айлаошаньском рудном поясе С-3 Китая [PaleogeneMagmatism., 2017]. Совмещение эпитеpмального золото-серебряного и медно-золото-порифрвого типов прогнозируется в Красноярском рудном поле Горного Алтая [Гусев, Табакаева, 2019].

Наиболее богатое медно-золото-порфировое оруденение локализуется в брекчиях и сопровождается зональными метасоматитами: от центра к периферии – существенно кварц-калиево-полевошпатовые метасоматиты сменяются кварц-серицитовыми филлитизитами, а затем - эпидот-кварц-карбонатными пропилитами и наконец по периферии – барит-карбонатными каолинит-иллитовыми аргиллизитами.

Выделены по текстурно-структурным взаимоотношения ассоциаций минералов 4 эндогенных стадии минерализации и одна гипергенная. При этом в заключительной 4 стадии минерализации наблюдается ассоциация золота с киноварью, что свидетельствует о близкой ассоциации порфирового оруденения с предполагаемым золото-ртутным. Общая последовательность минералообразования с учётом формирования субвулканических тел, текстурно-структурных взаимоотношений и микроскопических исследований медно-золото-порфировых руд Южного Коксаира представлена на рис. 30.

Минералы	1 ст.						2 ст.						3 стадия						4 стадия						гиперг. стадия					
Кварц 1	█																													
Кварц 2							█																							
Кварц 3													█																	
Анкерит	█																													
Кальцит																														
Магнетит	█						█																							
Гематит							█																							
Хлорит	█						█																							
Малахит																									█					
Доломит							█																							
Пимонит																									█					
Эпидот							█																							
Ортоклаз	█																													
Серицит							█						█																	
Пирит	█						█						█						█											
Пирротин	█						█																							
Сидерит							█																							
Барит																			█											
Ангидрит													█						█											
Киноварь	█																		█											
Биотит	█																													
Иллит																			█											
Борнит							█																							
Халькозин							█																							
Халькопирит 1							█																							
Халькопирит 2													█																	
Сфалерит							█						█																	
Каолинит																			█											
Тетрадимит							█																							
Золото							█						█						█											
Аптаит							█						█																	

Рис. 30. Последовательность геологических событий и кристаллизации минералов медно-золото-порфирового оруденения.

Особенности состава и Р-Т параметров флюидных включений в метасоматических и гидротермальных образованиях рудных тел медно-золото-порфирового оруденения участка Южный Коксаир сведены в табл. 17.

Таблица 17

Типизация флюидных включений в минералах метасоматических и гидротермальных ассоциаций руд

Минералы	Размеры флюидных включений, мкм	Состав флюидных включений	$T_p$ эвтект. °С	$T_k$ конечн. плавл., °С	Гомоген. $T_g$ , °С	Оценки солёности, вес. %	Оценки давлений, bar и $T_g$ коррекц. °С
----------	---------------------------------	---------------------------	------------------	--------------------------	---------------------	--------------------------	--

Стадия 1							
Кварц 1	5-40	15-21 об. % газа; 5-9 твёрдой фазы~23-42 об.%; Галит, пирит	От - 38,1 до - 35,1	От -23 до - 19,5	До жидкост и: газ при 170-180	MgCl <sub>2</sub> + NaCl 23-27 [Dubois, 1997]	2,4±0,5 kbar [Roedder,1984; Bodnar, 1994] 220-230
2 стадия							
Кварц 2	7-30	24-30об.% газа; 5-15 твёрдой фазы; Сульфиды (халькопирит, борнит, пирит)	От -55 до - 56,4	От - 14,7 до - 10,4	До жидкост и: газ при 320-350	CaCl <sub>2</sub> +Na Cl от 19 до 23,3 [Vanko, 1988; Oakes, 1990]	0,7-0,8kbar [Roedder,1984; Bodnar, 1994] 320
3 стадия							
Кварц 3	7-35	10-12 об. % газа; твёрдой фазы ~35-45 об. % (халькопирит, пирит, сфалерит)	От -55 до -50	От -22,9 до -26,0	До жидкост и: газ при 140-145; Сильвин при 180-190; Галит при 260-265	KCl 25, NaCl 18, CaCl <sub>2</sub> 10; [Roedder, 1971; Sterner, 1988]	1,2±0,2 kbar [Becker, 2008] 150

Примечание.  $T_n$  – эвтектическая температура или первичная температура плавления, °С;

$T_k$ - температура конечного плавления льда °С; Гомоген- температура гомогенизации газовой-жидких флюидов; коррекц. – коррекционная температура.

Приведенные физико-химические параметры в минералах разных стадий указывают на резко менявшиеся термодинамические условия рудогенерирующего очага.

На основе комплексных данных, полученных для Южно-Коксаирского участка, можно выстроить следующую модель формирования МРМС.

1. Ранний этап этой МРМС связан со становлением вулканитов и субвулканических тел лейкогранит-порфиров талдудюргунского комплекса раннего девона. С этим этапом связана генерация на глубоких горизонтах медно-золото-порфирового оруденения, сопровождавшегося флюидо-эксплозивными брекчиями и кварц-ортоклазовыми метасоматитами с биотитом и пропиллитами.
2. Второй этап ознаменовался внедрением субвулканических тел трахириодацитовых порфиров, с которыми ассоциирует эпитермальное золото-

меребренное оруденение промежуточно-сульфидизированного типа, в котором одновременно присутствуют и селениды и теллуриды. Этому этапу соответствуют обширные филлизиты и аргиллизиты, проявленные в вулкнитах и терригенных разрезах Коксаирского рудного узла, выявленные на аэроснимках.

3. Третий этап связан с внедрением мезозойских даек долеритов и предполагаемого золото-ртутного типа оруденения. На возможное присутствие последнего указывает наличие кварц-барит-карбонатных прожилков с киноварью и золотом.

4. Заключительный этап связан с активизацией гидротермальных процессов по разломам и оперяющим трещинами Полиметаллического разлома с формированием ртутно-серебряного оруденения Западного Коксаира, Коксаира и Отсалара, занимающих самые верхние уровни гидротермальной колонны [Гусев, 2014]. Метасоматиты, сопровождающие ртутно-серебряное оруденение, представлены обширными аргиллизитами.

Эта сложная модель формирования целого ряда типов оруденения обусловлена многими разновозрастными особенностями развития вулканизма, субвулканического экструзивного магматизма раннего девона и последующей активизации процессов, обусловленных плюмтектоникой, созидавшей сам Делюно-Юстыдский прогиб.

Коксаирский участок по набору типов руд и метасоматитов уникален. Он требует доизучения с проведением детальных поисков и бурения, так как помимо известных промышленных объектов (Западного Коксаира, Коксаира, Отсалара и других объектов), занимающих наиболее верхние части гидротермальной колонны, на глубоких горизонтах прогнозируется медно-золото-порфировое и эпитеермальное золото-серебряное оруденение, коотрые могут давать очень крупные объекты по запасам металлов, определяющих «львиную» долю глобальных запасов меди, золота, серебра [Laznicka, 1999; Singer, 1995]. Поисковой моделью для Коксаира должна быть рабочая модель, учитывающая вертикальную и горизонтальную зональности оруденения и сопровождающих его метасоматитов.

Отдельные звенья такой зональности проанализированы в работах многих исследователей по различным регионам мира. Так хорошо проявленную зональность оруденения для семейства медно-золото-порфировых и эпитеермальных золото-серебряных месторождений Дж. Мантейн и М. Эйнауди [Muntean, Einaudi, 2000]. Огромные запасы меди, золота, серебра приводятся для зональных пространственно сопряжённых систем эпитеермальных золото-серебряных жильных руд со



стратоидными люционит-энаргитовыми и медно-порфировыми для месторождений Нена (Папуа – Нова Гвинея) и Лепанто (Филлипины), у которых протяжённость рудных тел по вертикали превышает 400 м [Mitchell, Leach, 1991].

Другую часть более низкотемпературную в составе зональных эпитегрмальных систем отметил Ф Молнар для месторождений и околорудных метасоматитов Токайских гор (Венгрия) в виде обобщённой модели эпитегрмальной малоглубинной минерализации [Epithermalmineralization..., 1999]. Если в нижней части гидротермальной колонны там располагаются эпитегрмальные золото-серебряные руды, то в верхних частях её локализуются сурьмяные, ртутные, ртутно-сурьмяные руды. Я. Лекса полагает, что подобные процессы создают исходные предпосылки для возникновения месторождений Карлинского типа [Epithermalmineralization..., 1999].

Таким образом, прогнозируемая нами сложная многокомпонентная МРМС, включающая медно-золото-порифировые руды на глубине, выше эпитегрмальные золото-серебряные, ещё выше золото-ртутные и завершающие ртутно-серебряные, подтверждается примерами по отдельным звеньям общей зональности и по другим регионам.

Для нетрадиционных типов оруденения изучаемой площади могут быть оценены прогнозные ресурсы меди и золота. Площадь Коксаирского рудного узла 1905 км<sup>2</sup>. Удельная продуктивность меди порфирового типа 200 т/км<sup>2</sup>. При коэффициенте геологического подобия 0,8 прогнозные ресурсы меди категории Р<sub>3</sub> составят:  $QR_3 = 1905 \times 200 \times 0,8 = 305$  тыс.т. Для выделяемого Коксаирского рудного поля площадью 85 км<sup>2</sup>, при удельной продуктивности золота для золото-серебряного типа оруденения 5 т/км<sup>2</sup> [Классификация запасов..., 1997; Минеральное сырьё: медь, золото, серебро, 1998] и коэффициенте геологического подобия 0,3 прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>2</sub> составят:  $QR_2 = 85 \times 5 \times 0,3 = 127,5$  т.

Кроме описанных объектов пределах рудного узла выделяются перспективные объекты Отсалар 1 и Отсалар 2.

*Месторождение Отсалар I* расположено в 1.9 км к востоку от Коксаирского. На месторождении детально изучено ртутное оруденение в 1956-69 гг. на поверхности траншеями и канавами через 5-20 м, на глубине 30-40 м штольной, квершлагами, горизонтальными скважинами и на глубине 140-190 м. Ртутно-серебрянное оруденение вертикальными скважинами 2-4 пробуренными Чуйской партией (Гусев, 1991 ф). По геологическому строению и структурному положению месторождение подобно Коксаирскому. Оруденение приурочено к полосе шириной 50-150 м, гидротермально

измененных туфов андезитовых порфириров талдыдюргунской свиты прослеженной в южном боку Коксаирского разлома на 1 км. На месторождении выявлено два ртутно-серебрянных рудных тела субширотного простирания крутого (55-50<sup>0</sup>) южного падения.

Рудные тела не имеют четких геологических границ, их контуры определяются по результатам опробования, при этом контуры ртутной минерализации не совпадают с границами серебряной. Серебряное оруденение, располагается в подошве более мощных зон с ртутной минерализацией.

Первое рудное тело в южной части полосы гидротермально измененных пород. Ртутное оруденение прослежено на 95 м, серебряное – предполагается на 625 м. Мощность тела на поверхности 8-12 м. Содержание ртути 0,08 -0,27% (до 0,876%), серебра 40-288 г/т, меди 0,02-6,52%, сурьмы 0,15-1%, мышьяка 0,06-0,4%, свинца до 0,02%, бария до 6-11%. В одной пробе (Воевода, 1969 ф), спектрохимическим анализом, установлено 0,7 г/т золота.

Второе рудное тело располагается в 20 метрах севернее первого. На поверхности ртутное оруденение прослежено на 130 м, серебряное на 275 м, мощность 0,8-3,2 м. По падению до глубины 190 м при мощности 2,2 м. Содержания компонентов: ртути 0,07-0,22 до 0,33%, серебра до 69,3 г/т, меди до 2,99%, сурьмы до 0,02%, мышьяка до 0,4%, бария до 0,25%. Оруденение представляет собой рассеянную вкрапленность киновари с отдельными рудными гнездами размерами от 1 см до 5-10 м. Развита каолинизация, серицитизация, хлоритизация, участками карбонатизация, окварцевание. Руды интенсивно окислены. Минеральный состав характеризуется преимущественным развитием минералов меди, прежде всего блеклых руд ряда тетраэдрит-теннантит с примесью изоморфной ртути 12-18 весовых процентов. Встречаются пирит, халькопирит, борнит, редко арсенопирит. Вторичные: бравоит, марказит, борнит, халькозин, куприт, азурит, малахит, гидроксиды железа, гематит. Нерудные: барит, диксит, кальцит, каолинит.

Месторождение высокоперспективное. Является комплексным полисульфидным ртутьсодержащим. Запасы категории С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> до гл. 70 м составляют 26,2 тыс.т руды, 57,5 т ртути (Воевода, 1969 ф).

Для оценки перспектив золотоносности на ртутно-серебрянных месторождениях Коксаир и Отсалар 1 в ограниченном объёме (канавы 48,51), проведено перевскрытие и переопробование наиболее проявленных фрагментов минерализованных (медносульфидная) рудных тел. По бороздовому опробованию

получены содержания: Au не более 0,003 г/т, Ag 2-10 г/т, As и Cu 0,15%, Sb 0,01-0,04%, Ba 0,8- 1,0%, Hg 0,05-0,1%, Zn не более 0,04%.

При маршрутной ревизии восточной и юго-восточной части района месторождения Коксаир выделен разрез лав трахидацитов-трахиандезитов с туфами, туффитами, а также лапиллиевыми и бомбовыми горизонтами околожерловой фации (D). Северо-восточнее указанный разрез интродуцирован субвулканическим телом трахиандезитовых порфиритов, которые в северном направлении сменяются флюидо-эксплозивными брекчиями по трахиандезитовым порфиритам с жилами, прожилками кварца и барита с редкой вкрапленностью пирита и халькопирита. В северной части брекчии развальцованы, лимонитизированы, аргиллизированы и превращены в легко рассыпающуюся дресву. Видимые размеры брекчии более 50×60 м. Западнее находится ещё одно субвулканическое тело, представленное гранит-порфирами, в теле которых выявлено также тело флюидо-эксплозивных бекчий по гранит-порфирам размерами более 200×150 м. Площадь распространения прожилково-вкрапленного медно-порфирового оруденения, сопровождаемая аргиллизацией, в субвулканических телах и флюидо-эксплозивных брекчиях визуально оценивается в 250×350 м. При опробовании в маршрутах установлены содержания: по спектрохимическому анализу Au не более 0,015 г/т, по спектральному анализу Ag 20-150 г/т, Cu 0,3-1,5 %, As 0,05-0,3%, Sb 0,05-0,5%, Hg до 0,1-1,5%, Mn 0,2% и практически во всех пробах повышенный Ba 0,5-1,5%.

В интервале Коксаирской зоны между месторождениями Коксаир и Отсалар 1 прослежена зона аргиллизированных пород мощностью 40-80 м, среди которых встречаются оруденелые участки. Рудная минерализация представлена малахитом и азуритом, пропитывающим обломки аргиллизированных туфов. Содержание серебра в подобных образованиях достигает 100 и более г/т, меди более 1%, сурьмы до 0.3%, бария - 0.3%.

*Зона Полиметаллического разлома* прослеживается в субширотном направлении от участка Западный Коксаир, через всю северную часть рудного поля, через участок Восточный Коксаир, и до урочища Кызылташ на востоке, уже за рамками площади. В пределах рудного поля, в зоне интенсивно проявлены: карбонатизация, аргиллизация, окварцевание, лимонитизация и омарганцевание. Благодаря мощной зоне измененных пород, уверенно трассируется на местности и дешифрируется на АФС. В зоне локализованы ртутно-серебряные проявления Отсалар II.

*Проявление Отсалар II* расположено в западной части полиметаллической зоны, в 1.6 км к СВ от месторождения Отсалар 1. Оруденение приурочено к интервалу ветвления Полиметаллического разлома, разделяющего отложения кызылшинской серии и барбургазинской свит, в окварцованных, гематитизированных, кварц-полевошпатовых песчаниках. Общая мощность зоны изменения разлома около 300 м. Рудолокализирующий разлом относится к правому взросло-сдвигу. Минерализация развита как в самой зоне, так и в ее апофизах на площади 1,3 x 0,8 км. Выделено одно рудное тело и серия перспективных интервалов зоны минерализации. Рудное тело имеет субширотное простирание (80-100<sup>0</sup>), северное падение под углом 40-46<sup>0</sup>. Рудоконтролирующая зона, вмещающая рудное тело, прослежена по простиранию и предполагается на 1450 м, при мощности 10-50 м. Рудное тело прослежено на запад на 200 м, затем через 350-метровый задернованный интервал и 550 метров западнее зафиксировано в структурном элювии. Оно сложено сидерит-лимонит-гетитовой жилой и лимонит-гетитовой брекчией (мощность 1,0 м) в лежачем боку которых располагаются аргиллизированные песчаники с гетитом. Жила и брекчия содержат обильную вкрапленность и гнезда, сложенные вторичными минералами меди, сурьмы, свинца, серебра, мышьяка. В составе вкрапленности определены реликтовые зерна блеклых руд, халькозина, в хвостах бороздовых проб по минализу установлено золото 18-61 зерен. Форма выделения золота: пылевидное, нитевидное, крючковатое и пластинчатое (0.2 x 0.1 мм) полуокатанное. Вторичные минералы: гетит, лимонит, малахит, азурит, церуссит, бисмит, биндгеймитом, бромаргирит. Содержания компонентов (%): меди 0,003-4,61, сурьмы 0,2-2,57, свинца 0,07-1, цинка 0,02-более 1, мышьяка 0,1-более 1, висмута 0,02-0,66, марганца до 0,7, бария до 1-3, серебра 10-1641 г/т. Золото пробирным анализом в рудах не определено. Вмещающие породы катаклазированы, аргиллизированы, баритизированы, омарганцованы, лимонитизированы. Развита зона окисления. Зона разлома фиксируется вторичными геохимическими ореолами свинца 0,1-0,7%, серебра 10-100 г/т, мышьяка 0,01-0,07% сурьмы 0,005-0,03%. В центральной части рудное тело вскрыто скважиной на глубине 41.2 м (прил. 108). Здесь оно представлено брекчиями аргиллизированных песчаников цементированных ярко-желтыми лимонитовыми охрами. Рудное сечение имеет мощность 1.23 м, содержание серебра - 339.1 г/т, меди- 0.17%, сурьмы - 2.34 %, свинца- 2.84%, мышьяка - 0.1%.

В районе проявления Отсалар-II, с целью заверки первичных профилейных геохимических аномалий золота (длина первичных геохимических проб 10-20 м, с

содержанием золота 0,1 - 1,0 г/т) пройдено две канавы № 16, 17 и линия шурфов. Канавами, среди кварц-полевошпатовых песчаников среднего девона, вскрыты несколько зон интенсивной аргиллизации мощностью от 0,5 до 71 м, в которых выделены интервалы прожилкового окварцевания и пиритизации мощностью 0,3 - 5 м. По полученным результатам спектрохимического анализа содержания золота в интервалах измененных пород не превышают 0,02 г/т. В начале канавы № 17, интервал опробования 3,3-19,8 м, выделена зона дробления и лимонит-кварцевой проработки (мощность 3,7 м), сопровождающаяся аргиллизацией массивных кварц-полевошпатовых песчаников. По бороздovому опробованию, установленные содержания: спектрохимический анализ Au 0,01-0,02 г/т, по спектральному анализу Ag не более 0,1-0,6 г/т, в отдельных пробах As 0,01-0,02%, Zn 0,02% и в одной пробе установлен Ва 0,1%. Ближе к центральной части канавы 17, пересечено предполагаемое серебросодержащее рудное тело 1, проявленное зоной окварцевания и лимонитизации тех же песчаников с рассеянной пиритовой минерализацией, установленное содержание Ag 10-80 г/т, при содержании Au, в единичных пробах, не более 0,01 г/т и повышенном содержании Ва 0,1-0,8%. В канаве 16, в аналогичных зонах, интервале 93,9-111,5 м содержание Au в отдельных пробах 0,01 г/т, при содержаниях Ag 8-15 г/т и повышенных содержаниях - Sb 0,06-0,15%, As 0,01-0,03%, Ва 0,1-0,5%. Для ревизии первичного геохимического ореола золота (длина проб 40 м, с содержанием Au 0,01-0,02 г/т и при длине пробы 20 м, содержании Au 1,0 г/т), на тектоническом контакте терригенных отложений узунтальской (D<sub>2uz</sub>) и богутинской (D<sub>3bg</sub>) свит, южнее группы проявлений Отсалар 2, пройдена линия шурфов №№100-115. По бороздovому и точечному опробованию в шурфах содержание Au только в одной пробе 0,01 г/т (шурф 115), остальные 0,002-0,005 г/т. Содержание Ва 0,1-0,6%, Ag не более 0,3 г/т, остальные элементы не превышают среднефоновых значений. В шлихах, отобранных с «плотиковой» части шурфов, установлены весовые содержания лимонита, пирита, псиломелана, барита и единичные зерна малахита, киновари.

В разломах, оперяющих Полиметаллическую зону, сложенных измененными породами также установлены повышенные содержания элементов: серебра 25-50 г/т (№ 11) сурьмы до 1.0%, свинца -0.05-0.2%, меди 0.05-0.1%.

На восточном фланге серебросодержащей зоны проявлений Отсалар 2, в отвалах старых канав, в полосе шириной 60 м распространены многочисленные обломки кремнистых, лимонит-кремнистых губок, "сухарей" и брекчий в которых спектральным анализом установлено (Гусев, 1991ф) серебра -30-100 г/т, свинца более 1%, цинка 1-3

%, мышьяка 0,3-1%, сурьмы 0,2-1%, меди 0,01-0,04%. Плотность этих пород колеблется в пределах 1,85-2,40 г/см<sup>3</sup>. Зона Полиметаллического разлома в данном месте, фиксируется вторичными геохимическими ореолами свинца шириной 10-70 м с содержанием 0,1-0,7%, серебра 10-100г/т, мышьяка 0,01-0,07%, сурьмы 0,005-0,03 %. При обследовании восточной половины зоны Полиметаллического разлома по маршрутным наблюдениям (масштаб 1:10 000) и отдельным канавам установлено, что на протяжении 7 км известняки, в приразломной зоне, перекристаллизованы, окварцованы, интенсивно лимонитизированы и содержат тела сухаристых, пористых, каркасных и массивных лимонитовых руд. Подобные образования распространены от группы проявлений Отсалар 1 на восток, до участка Восточный Коксаир. Мощность наиболее проработанных приразломных образований представленных пиритизированными мраморизованными известняками и милонитами, вторичными кварцитами и разного рода метасоматитами от 125 до 400 м. Состав рудных образований: каркасно-пористые лимонитовые и массивные кварц-лимонитовые руды, лимонит-сидеритовые и кварц-кальцит-сидеритовые метасоматиты. Мощность рудно-метасоматических образований от 7 до 41 м.

В южной части рудного поля, на площади распространения вулканогенно-обломочных отложений тагдыргунской свиты развиты *кварц-эпидотовые метасоматиты* и жильные образования содержащие рассеянную серебряно-медную минерализацию. Мощность жил преобладает 1-5 см иногда достигает 0.4 м, длина по простиранию 10-20 м до 60 м. Эпидотовые метасоматиты имеют шлировую или линейную околотрещинную морфологию, площадь их редко превышает первые десятки кв.м. *Эпидотизации* подвергаются как отдельные вулканические бомбы конгломератовых туфов, так и их цемент, а иногда и вся масса породы. Рудная минерализация представлена рассеянной вкрапленностью халькозина, пирита, борнита, ковеллина, блеклых руд и примазками малахита. Количество рудных минералов не превышает 1% объема пород. Содержание серебра в этих образованиях составляют 1-30 г/т, меди-0.03-1%, цинка до 0.1%, свинца 0.003-1.0 %, повышенных содержаний золота не отмечается. Эпидотизация является син-, и поствулканическим процессом, связанным с завершающим этапом формирования пород тагдыргунской свиты. Она распространена не только в пределах Коксаирского поля, но также встречается в правобережье р. Карасубажи, где имеются выходы тагдыргунской свиты и не характерна для изменений коксаирского дислокационно-гидротермального комплекса. На этом основании возраст её оценивается как раннедевонский.

Предшествующими работами (Гусев, 1991 ф), при проведении профильного опробования, среди отложений талдыдюргунской свиты нижнего девона, установлены первичные ореолы Au с содержанием 1 г/т (при длине сколковой пробы 10 м) и 0,05-0,08 г/т (при длине проб 10-20 м). При проведении маршрутных работ в западной части развития поля вулканитов, где наиболее проявлен грубообломочный (бомбовые и агломератовые туфы среднего состава) характер вулканитов, на площади 2 км<sup>2</sup>, выделено около 5 линейных зон окварцевания. Установленная мощность от 0,7-10,0 м, причем иногда зоны состоят из нескольких совмещенных зон. Простирается субширотное (Аз. 70-80°). По составу метасоматиты - от интенсивно кремнистых по массе и карбонатезированных туфогенно-обломочных пород, до вторичных кварцитов, иногда карбонатезированных (шл. 2543-1, 2543-1). Нередко присутствует шлировая и мелко-прожилковая халькозин-халькопиритовая минерализация. Установлены содержания: по спектрохимическому анализу Au 0,01 г/т, по спектральному анализу Ag 0,5-1 г/т, Cu 0,1-0,3 %, Pb и Zn 0,01-0,03%, As не более 0,008%, Ba 0,3-более 1,0%. Одна из вышеотмеченных зон, расположенная в районе геохимической аномалии с содержанием Au 1 г/т детализирована - проведено геохимическое опробование по обнажениям и пройдены каналы. Зона имеет общее субширотное простирание, при мощности не менее 30 м (фланговые части перекрыты рыхлыми образованиями), представлена штокверком кальцитовых и реже кварц-кальцитовых прожилков мощностью 5-40 см. Выделенная зона пересекает, концентрическую по форме вулканогенную структуру. Структура представлена в центральной части - туфогенными брекчиями, на периферии бомбовыми туфами и далее агломератовыми, лапиллиевыми туфами. Большинство жил сопровождается интенсивной аргиллизацией и окварцеванием вмещающих пород мощностью до 5 м. Последнее проявлено в окварцевании пород по массе, до образования вторичных кварцитов. Для кальцитовых жил и окварцованных пород характерна крупно-шлировая (до 0,7-1 см) и вкрапленная халькопиритовая и халькозиновая минерализация. Зона опробована по обнажениям и по канавному сечению (канавка №59). По данным бороздового и пунктирно-бороздового опробования в жильных и вмещающих породах установлены содержания: по спектрохимическому анализу Au 0,01-0,05 г/т, по спектральному анализу Ag 5-20 г/т, Pb и Cu 0,1-0,5 %, наиболее высокие содержания в задиговой пробе по кварц-доломитовому прожилку с гнездовой вкрапленностью халькопирита, As 0,01-0,02%. Характерно повышенное содержание цинка, для большинства проб объекта – до 1,0 и намного более 1,0%.

В 300 м южнее центральной части Косаирского серебро-ртутного месторождения маршрутами масштаба 1:10000 в 2004 году, при точечном опробовании обломочных высыпок старой канавы, в лимонитезированных кварц-карбонатных породах, было установлено содержание золота 4,0 г/т. Причем, в отличие от большинства коксаирских рудных проб, содержание серебра в пробе 0,04 г/т, при Cu 0,1-0,5 %, As 0,03%, Ba и Sr 1,0%. В 2005 году маршрутным обследованием установлена зона мощностью до 4 - 5 м, представленная серией жил барит-кальцит-сидерит-кварцевого состава с мелкой прожилково-рассеянной минерализацией блеклых руд. По обломочному материалу маршрутами установлена протяженность зоны не менее 1,2 км, пересекает как осадочно-туфогенные, так и вулканообломочные отложения талдыдюргунской свиты нижнего девона. Состав гидротермалитов барит-кабонат-кварцевый, с аргиллезитовой составляющей, присутствием сидерита, эпидота. Через 250 м, по положению зоны, сделано два канавных пересечения, вскрыты ряд совмещенных (мощность 1-3 м) гидротермально-метасоматических зон. Результаты опробования установили содержание золота не более 0,008г/т, Ag 0,08-0,5 г/т, Cu не более 0,008 %, Ba 0,04-1,0%, в отдельных пробах содержание Sb, As 0,003-0,005% и в одной пробе (кварц-сидерит-лимонитовый метасоматит) Pb и Zn 0,3%.

Восточнее линии геохимического профиля и выделенных зон окварцевания вулканитов талдыдюргунской свиты, на основании данных предшественников и маршрутного опробования выделен первичный геохимический ореол золота с содержанием 0,005-0,5 г/т, при площади 1,9 км<sup>2</sup>. Геохимические пробы с повышенным содержанием приурочены, преимущественно к кварцевым жилам и зонам окварцевания, мощностью 0,4-0,6 м. Характерна мелкошлировая халькопирит-халькозиновая минерализация, как в самих жилах, так и во вмещающих породах.

Таким образом, помимо Южно-Косаирского участка развития порфирового-эпитеермального комплекса на всей площади распространения вулканиов талдыдюргунской свиты имеются проявления эпитеермального золото-серебряного и порфирового медно-золотого типов.



#### 4.5. Тыдтугемская эпitherмальная золото-серебряная система

Тыдтугемская магмо-рудно-метасоматическая система расположена в самой западной части Юстыдского прогиба в правом борту р. Чуи (среднее течение р. Тыдтугем).

Тыдтугемская МРМС включает в себя туфоконгломераты, туфопесчаники, субвулканические тела дайкообразной формы, жилы и прожилки кварца, барита, карбонатов с сульфидной минерализацией. Минерализованная зона вытянута в субширотном направлении и сопровождается окварцеванием, серицитизацией, аргиллизацией. Мощная зона (до 25 м шириной) приурочена к области смятия в узкие антиклинали и синклинали с проявлением субвулканических образований (рис.31).

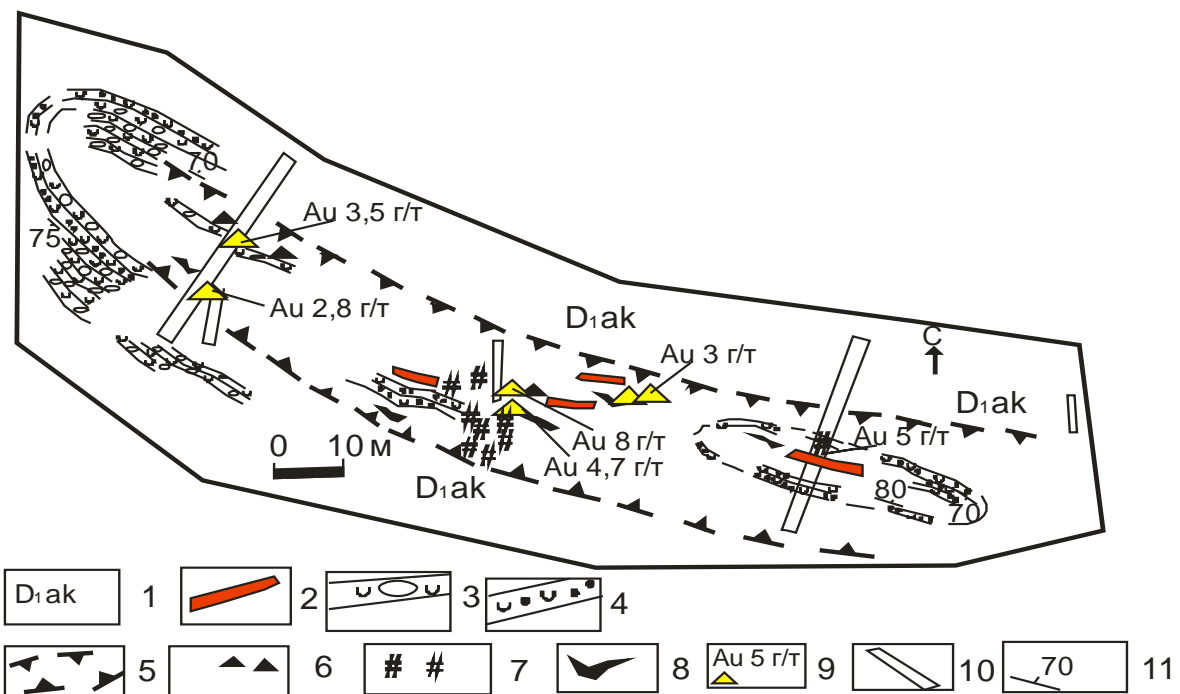


Рис. 31. Геолого-поисковый план проявления Тыдтугем (составлен автором с учётом данных С. Шушумкова)

1- вулканогенные образования аксайской свиты раннего девона; 2- субвулканические лейкогранит-порфиры; 3- туфоконгломераты аксайской свиты; 4- туфопесчаники аксайской свиты; 5- границы сульфидно-барит-кварцевой зоны; 6- кварц-баритовые и кварцевые развалы с медно-сульфидной минерализацией (размеры обломков от 10 см до 1,5 м в поперечнике); 7 – участки штокверкового сульфидно-кварцевого оруденения в коренном залегании; 8- крупные развалы кварцевых жил; 9 – содержания золота в кварц-сульфидных рудах; 10 – канавы; 11 – элементы залегания пород.

Субвулканические лейкогранит-порфиры образуют дайко-образные тела и имеют розовую окраску с желтоватым оттенком. Это массивные породы с неравномерным распределением желтоватой и розоватой окрасок и почти полным отсутствием темноцветных минералов. Текстура порфировая, местами брекчиевая с пятнистым распределением окраски. Во вкрапленниках присутствует кварц размерами от 0,2 до 0,4 мм., калиевый полевой шпат таблитчатой формы, редко – мусковит в виде чешуек размерами до 0,3 мм. Основная ткань породы представлена мелкозернистым агрегатом зёрен калиевого полевого шпата, кварца, изредка хлорита. Местами отмечается микросферолитовые выделения полевого шпата. В краевых частях субвулканических тел иногда встречаются миароловые пустотки овальной формы размерами 0,5-0,7 см, выполненные кварцем, кальцитом, баритом. Акцессорные минералы включают пирит, циркон, монацит. Химический состав лейкогранит-порфиров приведен в табл. 18.

Таблица 18

*Химический состав субвулканических лейкогранит-порфиров аксайского комплекса проявления Тыдтугем (оксиды в %, элементы в г/т, Au, Ag – мг/т)*

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	74,78	74,8	74,81	75,1	75,4	75,8	76,1	76,8	76,9
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,15	0,21	0,13	0,12	0,19	0,11	0,1	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,13	11,9	12,6	12,1	12,15	12,3	11,9	12,1	11,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	2,52	1,98	1,29	2,21	1,22	2,31	1,13	1,4	1,17
MnO	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,11
MgO	0,15	0,06	0,43	0,08	0,07	0,18	0,10	0,05	0,14
CaO	0,36	0,1	0,33	0,02	1,14	0,16	0,22	0,1	0,33
Na <sub>2</sub> O	1,85	2,96	1,48	0,35	1,21	2,5	0,2	1,34	1,9
K <sub>2</sub> O	6,88	6,46	7,86	8,85	7,35	5,6	8,55	7,5	6,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,03	0,08	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05
П.п.п.	0,75	1,4	0,72	0,8	1,01	1,10	0,74	0,4	0,55
Сумма	99,64	99,86	99,83	99,71	99,69	99,8	99,11	99,85	99,89
Cr	209	36,8	40,2	55,1	41,1	21,8	53,3	79,2	48,7
V	4,6	5,2	1,3	1,41	1,2	2,7	1,5	1,2	6,1
Ni	97	33,1	61,1	44,5	67,8	45,8	66,2	131	59,9
Co	5,0	14,9	2,3	2,2	2,8	19,8	3,2	5,5	5,6
Cu	11,2	13,7	41,0	40,8	65,3	66,3	65,9	13,5	64,1
Zn	24,2	25,7	23,3	28,03	29,7	22,8	23,8	23,1	24,9
Pb	4,7	22,1	5,2	1,06	15,3	15,7	5,5	4,0	8,8
Sb	1,1	2,8	4,8	2,5	9,2	6,7	4,3	2,1	0,5
Sc	9,4	10,6	9,3	10,2	10,0	10,1	9,3	9,3	10,2
Rb	193	217	235	248	201	167	227	188	185
Ba	452	366	442	422	960	381	435	490	440

Sr	27,1	29,8	26,1	21,1	35,8	28,6	21,3	24,0	24,9
Nb	39,2	29,5	36,3	37,1	36,9	34,6	36,2	40,6	35,7
Ta	2,2	2,6	2,1	1,95	2,15	2,7	2,0	2,1	2,3
Zr	258	280	260	266	253	213	225	254	260
Hf	8,75	10,4	9,4	9,6	8,9	10,1	8,1	9,3	10,5
Y	83,1	82,6	93,1	61,1	77,5	74,7	62,8	82,1	131
Th	16,3	19,6	16,5	15,7	16,3	12,6	15,5	16,6	19,3
U	3,0	4,6	4,55	3,1	3,8	3,6	3,8	4,3	4,2
La	58,9	4,6	92,1	20,1	59,2	3,6	26,5	62,1	251
Ce	127,3	51,7	150,7	36,6	124,8	52,3	86,3	126,8	148,8
Pr	15,1	130,8	23,8	4,9	15,4	6,3	7,3	16,1	57,5
Nd	60,6	14,9	96,8	19,3	61,5	25,2	28,9	62,7	228
Sm	14,1	57,4	23,5	4,1	14,0	6,1	6,72	14,2	50,5
Eu	1,28	13,6	2,35	0,45	1,45	0,83	0,85	1,6	5,4
Gd	13,6	1,2	23,6	4,75	13,6	7,8	7,1	15,1	51,1
Tb	2,3	12,8	3,6	1,05	2,2	1,65	1,49	2,35	6,35
Dy	14,0	2,3	17,8	8,32	13,8	11,9	9,92	14,5	29,9
Ho	2,9	14,2	3,24	2,14	2,83	2,5	2,34	3,05	4,97
Er	8,4	3,0	8,1	6,8	7,95	7,2	6,79	8,4	12,28
Tm	1,2	8,9	1,15	1,08	1,22	1,1	1,05	1,3	1,55
Yb	7,8	8,54	7,1	6,78	7,61	6,6	6,5	7,97	10,5
Lu	1,1	1,31	1,08	1,0	1,21	0,88	0,95	1,14	1,36
Au	155	148	176	164	154	105	87	160	198
Ag	501	498	487	492	502	455	443	487	765
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,70509		0,70708	-	-		-	-	-
εNd(t)	1,9		2,7	-	-		-	-	-
∑ REE	411,7	404,6	551,0	178,5	404,3	226,3	255,5	419,4	990,2
U/Th	0,18	0,23	0,27	0,2	0,23	0,28	0,24	0,26	0,22
Nb/Ta	17,7	11,3	17,3	19,0	17,2	12,8	18,1	19,3	15,5
(La/Yb) <sub>N</sub>	4,98	4,0	8,57	1,96	5,13	2,1	2,69	5,15	15,78
Eu/Eu*	0,28	0,28	0,31	0,31	0,32	0,37	0,38	0,34	0,33
TE <sub>1,3</sub>	1,01	1,07	0,94	0,98	1,0	1,11	1,16	0,99	0,74

*Примечание. Анализы выполнены: силикатный на главные компоненты химическим методом в Лаборатории Западно-Сибирского испытательного Центра (г. Новокузнецк); для микроэлементов - методом ICP-MS в лаборатории ИМГРЭ (г. Москва); изотопный состав определялся на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме в Лаборатории ИГЕМ (г. Москва). Прочерки – анализы не проводились. N- элементы нормированы по [Anders, Greevesse, 1995]. TE<sub>1,3</sub> – тетрадный эффект фракционирования PЗЭ (среднее между первой и третьей тетрадами) по [Irber, 1999]; Eu\* = (Sm<sub>N</sub> + Gd<sub>N</sub>)/2.*

Лейкогранит-порфиры по сумме щелочей относятся к умеренно-щелочной серии магматитов при резком преобладании K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O. Они характеризуются

повышенными суммарными концентрациями редкоземельных элементов, варьирующими от 178,5 до 990,2 г/т. Отношения U/Th не высокие, указывающие на отсутствие существенных наложенных процессов на субвулканические образования. Высокие концентрации Nb в породах (от 29,5 до 40,6) указывают на возможность образования их за счёт частичного плавления Nb-обогащённых базальтов. Во всех образцах проявлена негативная аномалия по европию, величина которой варьирует от 0,28 до 0,38. Изотопы стронция и неодима в породах указывают на мантийный и коровый источники.

На диаграмме соотношений  $K_2O - SiO_2$  лейкогранит-порфиры попадают в поле шошонитовой серии пород (рис. 32).

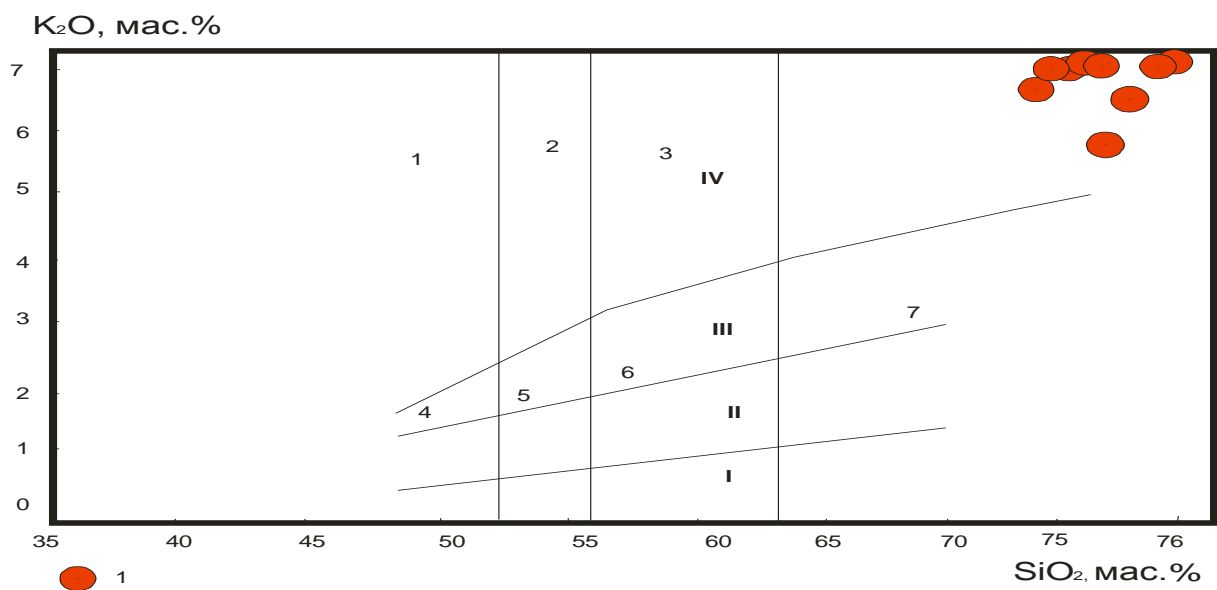


Рис. 32. Диаграмма соотношений  $K_2O - SiO_2$  для лейкогранит-порфиров Тыдтугемкой МРМС

Поля пород: 1- абсарокит; 2- шошонит; 3- банакит; 4- высоко-К базальт; 5- высоко-К андезибазальт; 6- высоко-калиевый андезит; 7- высоко-К дацит по [Pescerillo, Taylor, 1976]. Серии пород: I- толеитовая; II- известково-щелочная; III – высоко-К известково-щелочная; IV- шошонитовая. 1- лейкогранит-порфиры Тыдтугемской МРМС.

В породах проявлены оба типа тетрадного эффекта фракционирования (ТЭФ) редкоземельных элементов (РЗЭ) М- и W- типов (граничные значения  $> 1,1$  и  $< 0,9$ , соответственно).

Соотношение концентраций Au и  $TE_{1,3}$  в лейкогранит-порфирах показывает, что эти величины имеют обратную зависимость: с увеличением содержаний золота уменьшается значение ТЭФ РЗЭ (рис. 33).

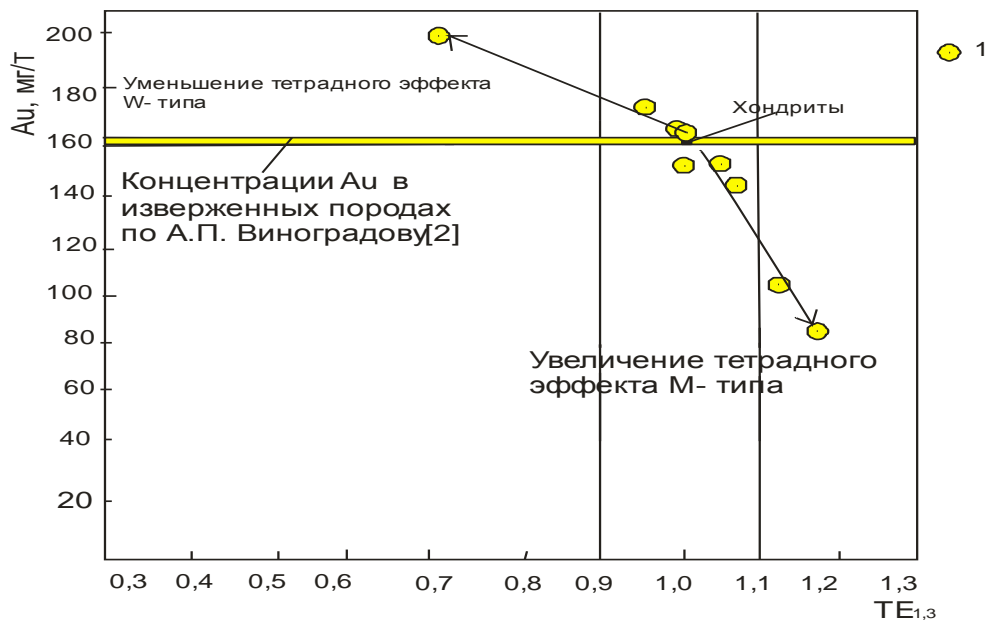


Рис. 33. Диаграмма Au –  $TE_{1,3}$  по [Гусев, 2017] для лейкогранит-порфиров Тыдтугемской МРМС

$TE_{1,3}$  – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ (среднее между первой и третьей тетрадами) по [Irber, 1999]. Желтое поле показывает концентрации золота в магматических породах по [Виноградов, 1962]; содержания золота в хондритах по [Wasson, Kallemeyn, 1988].

На диаграмме указанных соотношений наблюдаются 2 тренда для М- и W- типов ТЭФ РЗЭ. Это указывает на то, что в магматогенных флюидах присутствовали различные летучие компоненты, но основную роль в переносе золота играли  $CO_2$ ,  $H_2O$  и  $HS^2$ , которые и обуславливали проявление ТЭФ РЗЭ W- типа [Гусев, Таббакаева, 2014]. С последним, как видно, и связаны наиболее высокие концентрации золота.

**Проявление Тыдтугемское** находится в правом борту реки Чуи в нижнем течении реки Тыдтугем. Рудная минерализация представлена зоной линейного штокверка протяжённостью 400 и мощностью 20-25 м, представленная аргиллизированными туфоконгломератами и туфопесчаниками аксайской свиты ( $D_{1ak}$ ), пронизанными кварц-баритовыми, кварц-кальцит-баритовыми жилами и прожилками мощностью от 1 до 10 см.

Кварц часто ноздреватый. Местами отмечаются раздувы жил до 0,40-1,5 м. В таких местах метасоматиты представлены аргиллизитами с гнёздами и линзочками

каолинита, диккита, иллита и монтмориллонита. Сульфидная минерализация представлена вкрапленностью, прожилками и гнёздами пирита, халькопирита с борнитом, халькозином, тетраэдритом, теннантитом, редко арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, золотом и электрумом. При микроскопическом изучении выявлены также мелкие выделения энаргита, тетрадимита, алтаита, аргентита, а в окисленных рудах обнаружен рабдофан.

Содержания элементов составляют: меди от 0,1 до 1,8 %, золота от 0,5 до 8 г/т, серебра от 12 до 176 г/т. Отношение Ag;Au в рудах варьирует от 15 до 22 и может быть отнесено к Ag/Au типу по [Вартанян и др,2006].

К востоку от проявления Тыдтугем в 350 м от него среди аргиллизированных туфопесчаников аксайской свиты обнаружено ещё одно проявление, представленное серией кварц-карбонат-баритовых прожилков и жил мощностью от 2 до 15 см с вкрапленностью халькопирита, борнита, сфалерита, редко – галенита размерами от 2 до 15 мм. Местами отмечаются гнёзда сульфидов (пирита, арсенопирита, тетраэдрита, халькопирита) среди барит-карбонатных жил размерами от 5 до 16 см в поперечнике. Ширина выходов прожилковой зона от 1,5 до 3 м. По простиранию зона прослежена на 18 м. Содержания меди в зоне от 0,3 до 1,6 %, золота от 0,5 до 5 г/т, серебра 19 до 156 г/т, цинка от 0,8 до 4,5 %.

## Парагенетическая схема последовательности минералообразования

Минералы/ Minerals	Эндогенные стадии/ Endogenetic stages			Гипергенные/ Gipergenetic
	1 стадия/1 stage	2 стадия/2 stage	3 стадия/3 stage	
Quartz				
Calcite				
Barite				
Pyrite				
Galenite				
Sphalerite				
Chalcopyrite				
Tennantite				
Tetrahedrite				
Enargite				
Argentite				
Altaite				
Illite				
Montmorillonite				
Kaolinite				
Chlorite				
Cerussite				
Hematite				
Malachite				
Azurite				
Covellite				
Jarosite				
<b>Rhabdophane</b>				
Chrysocolla				
Anglesite				
Smithsonite				

*Рис. 34. Парагенетическая схема последовательности минералообразования в рудах Тыдтугемского проявления*

Комплексное микроскопическое исследование руд и околорудных изменений позволили составить парагенетическую схему последовательности минералообразования, в которой отображены эндогенные стадии и результаты окисления первичных минералов (рис. 34).

### *Физико-химические особенности рудогенеза*

Температуры гомогенизации первичных газовой-жидких включений в кварце 1, 2 и 3 генераций снижались от 255 к 195 °С и 170 °С, соответственно. Солёность растворов также снижалась от 6,1-7,2 вес.% NaCl до 0,6-1 вес.% NaCl. Это свидетельствует о процессах смешения ювенильных растворов на поздних этапах становления гидротермальной системы. Некоторые термобарометрические и изотопные данные приведены в табл. 19.

*Таблица 19*

*Термобаро-геохимические и изотопные данные исследований минералов*

*Тыдтугемского проявления*

Минерал	n	T <sub>гом.</sub> , °C	Солёность, масс.%-экв. NaCl	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$ SMOW
Кварц 1	2	260-250	6,1-7,2	-	15,8-16,2
Кварц 2	2	190- 205	2,0-1,8	-	17,0-18,8
Кварц 3	2	165-180	0,6-1,0		-
Пирит 1	2	-	-	(-3,5) – (-1,7)	
Пирит 2	2	-	-	(-1,5) – (+5,5)	

Существенно сфалерит-теннантит-галенитовые руды с хлоритом в районе штокверкового сульфидно-кварц-баритового состава формировались из хлоридно-натриевых слабо концентрированных (7,0-6,0 мас.% экв. NaCl) растворов при температуре 260-255 °C. Согласно хлоритовому термометру в полиметаллических рудах хлорит формировался при температурах – 255-250 °C. Содержания тяжёлого изотопа серы в пирите отвечает магматогенному источнику, а кислорода – метеорным водам.

Для оценки зависимостей температур и фугитивности серы ( $f\text{S}_2$ ) при кристаллизации руд Тыдтугемского проявления были использованы фазовые взаимоотношения и изменения состава минералов в системе Fe-Zn-S [Scott, Barnes, 1971]. Предварительно в составе сфалерита 1 генерации содержание FeS определено в количестве 7,0-7,5 мол. %, а в составе сфалерита 2 генерации – 0,6-0,9 мол. %. На основании этих данных изменение фугитивности серы можно отразить на диаграмме (рис. 35).



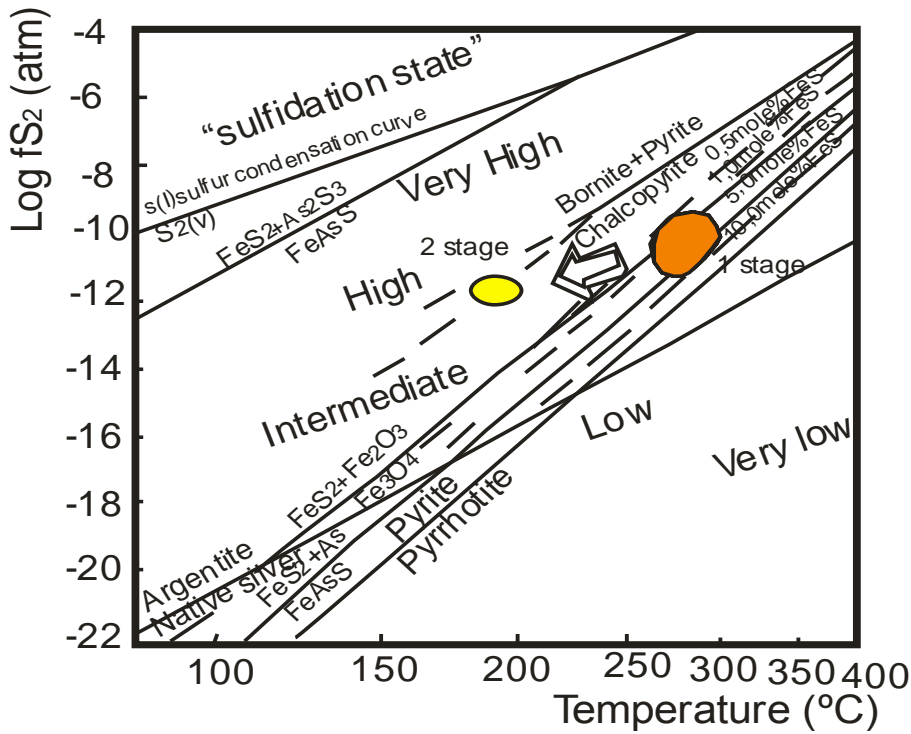


Рис. 35. Диаграмма  $\text{Log}f\text{S}_2$  – температура для рудной минерализации Тыдтугемского проявления. Изоплеты  $\text{FeS}$  содержаний для сфалерита рассчитаны с использованием уравнений по [Scott, Barnes, 1971]. Оранжевое поле – приблизительные оценки фугитивности серы и температурные условия для 1 стадии, жёлтое поле – те же показатели для 2 стадии.

С понижением температуры кристаллизации минеральных парагенезисов происходило снижение фугитивности серы. Для первой стадии фугитивность серы составляет (-9,9-11,5), а для второй стадии (-11,8-12,9).

Оценка значений  $p\text{H}_2$  и  $f\text{O}_2$  для гидротермальных растворов получены из построения соответствующей диаграммы (рис. 35).

Аналогичным образом определены фугитивности кислорода и теллура, значения которых сведены в табл.20.

Следует отметить, что определения фугитивностей теллура при условии равновесия сульфидов и теллуридов при температуре 200 ° С, даёт значения фугитивности теллура значительно выше, что и является более правильным, так как температура кристаллизации минералов 2 стадии оценены в 195 ° С.

Таблица 20

Некоторые химические и физико-химические параметры минералов проявления

Тыдтугем

Показатели	Значения параметров
------------	---------------------

FeS в сфалерите ( ZnS) в мол.% 1 стадии (полисульфидной)	7,0-7,5
$\log f_{O_2}$ 1 стадии (полисульфидной)	(-39) - (-40)
$\log f_{S_2}$ 1 стадии (полисульфидной) (при 250 °С)	(-9,9) - (-11,5)
$\log f_{S_2}$ 2 стадии (золото-сульфидно-теллуридной) (при 250 °С)	(-11,8) – (-12,9)
$\log f_{S_2}$ 1 стадии (полисульфидной) (при 200 °С)	(-10,5) – (-11,2)
$\log f_{S_2}$ 2 стадии (золото-сульфидно-теллуридной) (при 200 °С)	(-11,5) – (-12,5)
$\log f_{Te_2}$ 1 стадии (полисульфидной ( при 250°С)	(-15,2) – (-16,8)
$\log f_{Te_2}$ 2 стадии (золото-сульфидно-теллуридной) ( при 250°С)	(-15) – (-16,2)
$\log f_{Te_2}$ 1 стадии (полисульфидной ( при 200°С)	((-16) – (-15)
$\log f_{Te_2}$ 2 стадии (золото-сульфидно-теллуридной) ( при 200°С)	(-11,5) – (-12,5)
Ph	4,5-5,5
Температура кристаллизации (Т° С) полисульфидного парагенезиса ( 1 стадия)	255
Температура кристаллизации (Т° С) 2 стадии (золото-сульфидно-теллуридной)	195

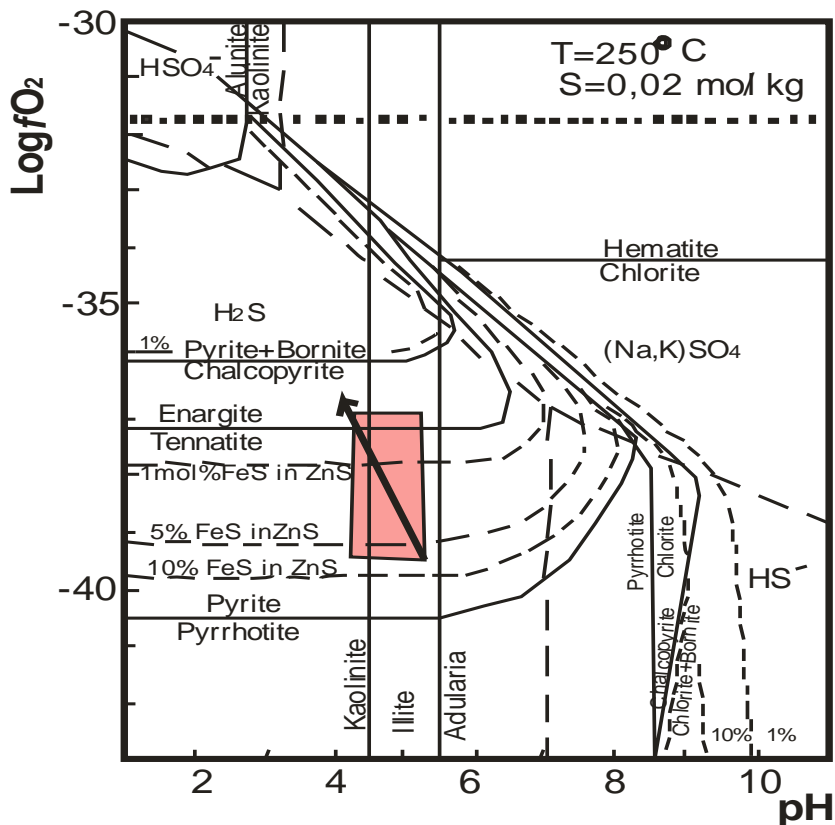


Рис. 36. Диаграмма  $\text{Log}f_{O_2}$  – pH для руд Тьдтугемского проявления. Значения pH и  $f_{O_2}$  первичных рудных флюидов модифицированы по [John, 2001]. Стрелкой показано изменение состояния рудных флюидов от нейтральных к слабо кислым. Розовым

цветом показано поле стабильности для различных минералов с мол.%FeS в сфалерите при  $T=250\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $\Sigma S = 0,02\text{ мол/кг}$ .

Для условий равновесия сульфидов и теллуридов при  $200\text{ }^{\circ}\text{C}$  показатели фугитивности серы и теллура по казаны на рис. 37).

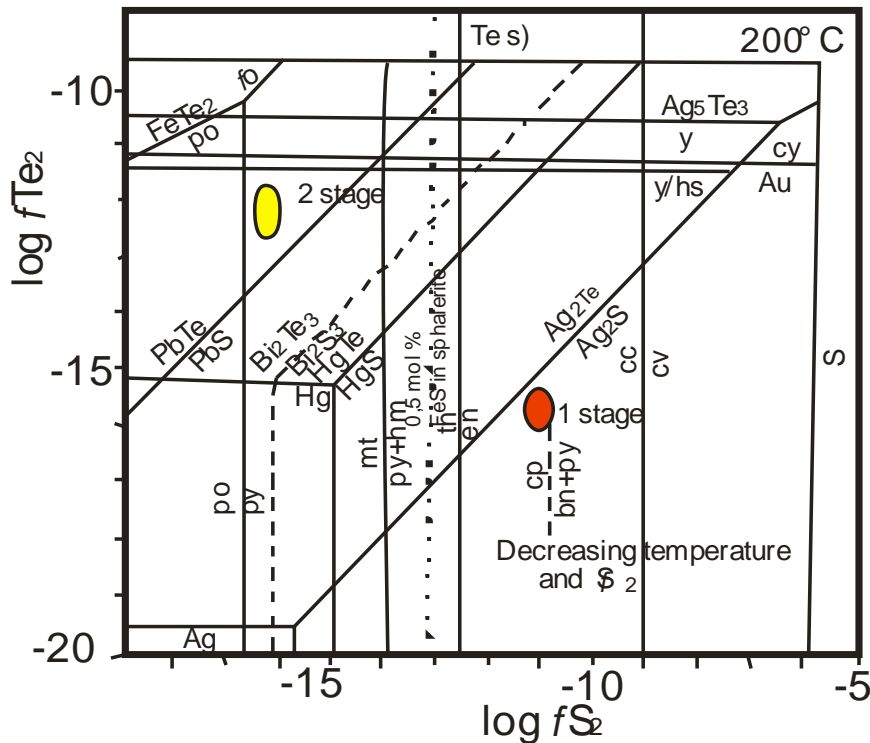


Рис. 37. Диаграмма  $\text{Log } f \text{Te}_2 - \text{Log } f \text{S}_2$  в условиях равновесия между теллуридами и сульфидами для руд Тыдтугемского участка при  $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Диаграмма показывает равновесие между теллуридами и сульфидами при  $200\text{ }^{\circ}\text{C}$  в условиях газового насыщения по [Afifi et al., 1988]. Жёлтое поле – для селенидно-теллуридной стадии 2 стадии, красное поле – для полиметаллической 1 стадии руд эпитермального оруденения Тыдтугемского участка.

#### Интерпретация полученных результатов

Большое значение для понимания генезиса гранитоидов имеют аномально высокие концентрации в них Nb (в Тыдтугемской МРМС от 29,5 до 40,6 г/т). Это свидетельствует об образовании лейкогранит-порфиров за счёт плавления высоко-Nb базальтов (NEB). Источник плавления, за счёт которого образуются породы, может быть расшифрован с использованием соотношений Nb и Ta. Известно, что плавление источника пород, содержащего фазы Ti-обогащённых ингредиентов (рутила, ильменита), будет генерировать расплавы с высоким отношением Nb/Ta ( $>25$ ), в то время как плавление источника с амфиболом приводит к формированию расплавов с

более низким отношением Nb/Ta ( $<25$ ) [Foley et al., 2002; Hoffman et al., 2011]. В лейкогранит-порфирах Тыдтугемской МРМС отношения Nb/Ta варьируют от 11,3 до 19,3 и указывают на плавление амфибол-содержащего источника.

В настоящее время предполагается три главных процесса, приводящих к образованию и дифференциации риолитового материала в вулканогенных поясах с эпитегрмальным оруденением: кристаллизационное фракционирование [Bagby et al., 1981], частичное плавление континентальной коры [Moll, 1981; Pleistocene..., 1981] и термогравитационная диффузия, при которой химическое фракционирование достигалось при полном расплавлении источника [Hildreth, 1981].

Популярная модель термодиффузии в жидкой среде, предложенная В. Хилдретом [Hildreth, 1981], способна объяснить различие интерпретаций образования риолитов, в том числе и субвулканических кислых образований, в различных районах. Она раскрывает механизм обогащения совместимыми сидерофильными элементами (такими как Y, Sc и Mn) и несовместимыми элементами, характерной особенностью которых является несовместимость с любой системой и прежде всего с системой кристалл-жидкость. По указанным параметрам к Тыдтугемской МРМС может быть применима именно модель термодиффузии. Она также даёт объяснение механизмам фракционирования тяжёлых редкоземельных элементов относительно лёгких без привлечения фракционирования циркона или апатита. Модель помогает понять процесс обогащения флюидной фазы магматитов благородными элементами. Главные летучие компоненты в большинстве магм представлены  $H_2O$ ,  $CO_2$  и  $S_2$  или  $H_2S$  [Epithermal gold..., 1976]. В субвулканических породах проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ W-типа и его величины позитивно коррелируются с содержаниями золота и серебра в породах.

Однако модель термодиффузии для условий Тыдтугемской магмо-рудно-метасоматической системы была генерирована в результате процессов смешения базальтового источника и корового материала, что подтверждается анализом соотношений La/Nb и Ce/Y (рис. 38).

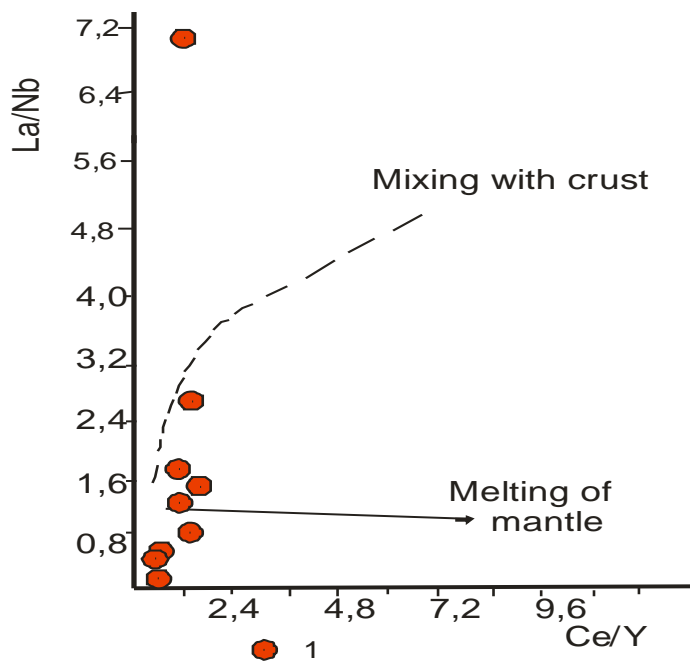


Рис. 38. Диаграмма соотношений  $La/Nb - Ce/Y$  по [Barbarin, 1999] для субвулканических лейкогранит-порфиров Тыдтугемского проявления. Условные на рис. 33.

В рудах Тыдтугемского проявления присутствуют минералы, характеризующиеся высокосернистым составом (энаргит, борнит, халькозин), что позволяет отнести изучаемый объект к высоко-серным проявлениям (HighSulfidation). Известно, что высоко-серные эпитегрмальные золото-серебряные месторождения характеризуются наличием в рудах энаргита и иногда люционита [Enargite-luzonite..., 2016], как это имеет место и в рудах Тыдтугемского проявления. Установлено, что высоко-серные эпитегрмальные Au-Cu месторождения развиваются в обстановках, где летучие компоненты поднимаются вверх очень быстро из глубинного магматического источника и не взаимодействуют с вмещающими породами и окружающими водами на глубине, становясь очень горячими кислыми гидротермальными флюидами, которые только на эпитегрмальных близ-поверхностных уровнях взаимодействуют с вмещающими породами [Corbett, 2009]. Прогрессивное охлаждение и нейтрализация горячих кислых гидротермальных флюидов вмещающими породами в близ-поверхностной обстановке продуцирует кислотно-сульфатный тип изменений и зональные аргиллизиты с формированием типичных ассоциаций пирита, энаргита и других высоко-серных минералов, где и происходит смешение глубинных высокотемпературных растворов с вадозными водами, превращая их в эпитегрмальные системы.

К высоко-серному типу эпитегрмальных систем относятся такие известные гигантские Ag-Au месторождения, как Голдфилд (Невада, США), Лепанто (Филиппины), Ивато (Япония).

В последнее время стало известно, что месторождения порфирово-эпитегрмальных минеральных систем ассоциированы с островодужным магматизмом в пределах конвергентных геодинамических обстановок. Такие системы зональны и глубже эпитегрмального оруденения должно локализоваться порфировое и, возможно, скарновое. Совмещение порфирового и эпитегрмального Au-Ag оруденения отмечается в рудах Михеевского месторождения на Урале, Au-Ag месторождениях Роговик и Баимка на Северо-Востоке России, в Айлаошаньском рудном поясе на Северо-Западе Китая. Совмещение эпитегрмального золото-серебряного оруденения и порфирового медно-золотого отмечено в районе Кроасноярского месторождения Алтая. По нашим данным в районе Тыдтугемского проявления эпитегрмального золото-серебряного типа также имеются неизученные проявления медно-порфирового типа.

Таким образом, Тыдтугемская МРМС относится к сложным системам, в формировании которых обнаруживаются признаки мантийной составляющей (плавление высоко-Nb базальтов) и смешения с коровым материалом. Это обстоятельство привело к специфическому формированию оруденения эпитегрмального высоко-серного типа.

Наличие среди окисленных руд рабдофана указывает на возможность обнаружения в первичных рудах редкоземельных минералов.

А учитывая сложность и много-ярусность порфирово-эпитегрмальных систем, в районе Тыдтугемского проявления возможно обнаружение и порфирового оруденения.

Полученные данные позволяют не доизученное Тыдтугемское проявление рекомендовать для проведения поисковых и поисково-оценочных работ на эпитегрмальное золото-серебряное и медно-золото-порфировое оруденение.

**В Тувинском прогибе** на соседней территории Тувы имеется несколько месторождений и проявлений эпитегрмального золото-серебряного оруденения.

В Туве одним из перспективных рудных узлов на коренное золото эпитегрмально типа является Алдан-Маадырский золоторудный узел (АМЗУ). В него входят два небольших месторождения (Хаак-Саирское и Улуг-Саирское) и ряд рудопроявлений Au, которые были открыты в конце 1960-х гг. в процессе геологоразведочных работ.

#### **4.6. Хаак-Саирская эпитеpмальная система**

АМЗУ находится в Западной Туве на левобережье р. Хемчик, в области сочленения V–Є метатерригенных комплексов Западного Саяна, венд–нижнекембрийских океанических комплексов Западной Тувы, ордовик–силурийской молласы Хемчикско-Сыстыгхемского коллизийного прогиба и девонских комплексов Тувинского рифтогенного прогиба. АМЗУ вытянут с запада на восток на 60 км, с юга на север на 15 км, рудные объекты в основном сосредоточены в субширотной узкой полосе размерами 45 x 5–7 км. Золотое оруденение узла приурочено к зоне Хемчикско-Куртушибинского (Саяно-Тувинского) глубинного регионального разлома [Кужугет, 2012- 2015].

Наиболее важными тектоническими структурами являются Саяно-Тувинская и Южно-Саянская зоны глубинных разломов. Для Саяно-Тувинской зоны разломов характерно северо-восточное и субширотное простирание, кулисообразное и параллельное расположение, крутое падение сместителей на юго-восток и неширокая, до 200 м, зона дробления и перетирания пород. Амплитуда вертикальных перемещений от 100 м до 5-ти км. Южно-Саянская зона разломов северо-восточного и субширотного простирания, прослеживается на десятки километров и характеризуется кулисообразным расположением, крутым падением сместителей, широкой зоной рассланцованных и перемятых пород. В зонах глубинных разломов размещены интрузивные тела  $D_1 -2$ ,  $D_3 -C_1$  возрастов.

Физико-химические и термодинамические условия рудообразования ниже приведены по данным [Кужугет, 2015]. Наиболее изученным является Хаак-Саирское месторождение, в формировании которого выделяется: ранний высокотемпературный кварц-турмалиновый этап. На втором этапе происходило образование лиственитов, лиственитизированных пород (1) и кварцевых жил дорудной пирит-кварцевой стадии (2), затем происходило внедрение предрудных даек микродиоритов, диорит-порфиров, которые отнесены к фазе баянкольского III комплекса ( $D_{2-3}$ ). Третий продуктивный этап делится на три стадии: золото-сульфосольносульфидно-кварцевую (1); золото-ртутисто-кварцевую (2) и золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевую (3). Четвёртый постпродуктивный этап делится на три стадии: турмалин-кварцевую (1) и карбонат-кварцевую (2) и хлорит-гематит-кварцевую (3).

На первой турмалиновой стадии происходило образование турмалинититов, кварц-турмалиновых метасоматитов с рутилом, W-содержащим рутилом, шеелитом и пиритом. Данные метасоматиты мощностью до 1–2 м развиваются по терригенным

породам ордовика, чаще всего по кварц-полевошпатовым песчаникам. Кварц-турмалиновые метасоматиты и кварц-турмалиновые жилы на месторождении парагенетически связана с малыми интрузиями гранодиорит-, тоналитпорфиров, которые отнесены к I фазе баянкольского комплекса (D<sub>2</sub>-3).

На втором этапе образование лиственитов происходило, прежде всего, по гипербазитам и базальтам с образованием "зелёных" мусковит-парагонит-кварцкарбонатных и "серых" типичных кварц-карбонатных лиственитов.

На первой продуктивной золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии третьего этапа происходило отложение минералов системы Au-Ag от весьма высокопробного золота до электрума с блёклыми рудами, галенитом и халькопиритом. На второй продуктивной золото-ртутисто-кварцевой стадии, происходило отложение минералов системы Au-Ag-Hg. Продуктивная золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевая стадия встречается в виде прожилков в кварцевых жилах №1 и 3 участка II, в виде гнездово-вкрапленных и прожилково-вкрапленных выделений, секущих минеральные ассоциации предыдущих стадий. В кварцевых прожилках данной стадии отмечаются полости, сложенные дымчатыми или прозрачными кристаллами горного хрусталя. Мощность кварцевых прожилков достигает 5 см. Из рудных минералов выявлены золото, Hg-содержащее золото, ртутистое золото, ртутистый электрум, борнит, герсдорфит, Zn-тетраэдрит, Te-содержащий тетраэдрит (Te до 0,57 мас. %, Se-имитерит, Se-киноварь, селениды (Au-Ag, Ag, Hg, Pb), теллуриды (Ag, Hg) и т.д.

Четвертый этап постпродуктивный. Постпродуктивная турмалин-кварцевая стадия характеризуется образованием турмалин-кварцевых прожилков с халькопиритом и пиритом в кварцевых жилах и лиственитах. Тонкозернистый турмалин данной стадии, прежде всего, приурочен к зальбандам прожилков и придает кварцу светло-серый оттенок.

Солевой состав гидротермальных растворов во включениях оценивался по температурам эвтектик [Борисенко, 1977]. Температуры гомогенизации фиксировались в момент исчезновения газового пузырька при нагревании препарата в термокамере и приняты за минимальные температуры процесса минералообразования [Реддер, 1987]. Концентрации солей для включений в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристаллических фаз [Bodnar, Vityk, 1994].

Температуры декрепитации включений в кварце месторождения составляют 60–300°C, тогда как температуры гомогенизации кварца золото-сульфосольно-сульфидно-



кварцевой стадии жилы №1 участка V характеризуются 233–180°C (среднее 231°C, пик значений 215–210°C) с концентрациями солей в растворе 3,6–4,6 мас. % NaCl-экв. Температуры гомогенизации в кварце жилы №7 участка I характеризуются 250–200°C (среднее 231°C, пик значений 240–235°C) с концентрациями солей в растворе 8–14 мас. % NaCl-экв. Температуры частичной (26,5 и 28,7°C) и полной (123,9 и 139,1°C) гомогенизации углекислотных включений указывают на давление флюида ~ 0,5 кбар. В этом случае поправка к температурам гомогенизации составляет 40°C. С учётом поправки на 40°C, минимальные температуры рудообразования составили 290–220°C. Формирование минеральных ассоциаций данной стадии происходило в солевой системе NaCl–KCl–H<sub>2</sub>O±NaHCO<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> с концентрациями солей в растворе 3,2–14 мас. % NaCl-экв.

Самородное золото золото-сульфосолюно-сульфидно-кварцевой стадии отлагалось при активности сульфидной серы  $\log f(S_2)=10-16-10-10$  (при  $T = 200^\circ\text{C}$ ), здесь и далее оценки активности даны по диаграммам из работ (Barton, Skinner, 1979; Afifi et al., 1988; Ечмаева, 2009). Отсутствие селенидов, наличие гессита предполагает  $\log f(\text{Te}_2) = 10-15$  (при  $T = 220^\circ\text{C}$ ). Рудоотложение шло с накоплением серебра, о чём свидетельствует эволюция состава самородного золота (весьма высокопробное золото электрум) и блёклых руд аргентотетраэдрит) и появление акантита.

На золото-ртутисто-кварцевой стадии самородное золото отлагалось в восстановительных условиях, при очень низкой  $\log f(S_2) = 10-27$  и  $\log f(\text{Se}_2)=10-17$  при  $T = 200^\circ\text{C}$ . Очень низкая активность Se, Te и S способствовала отсутствию селенидов, теллуридов, сульфидов (киновари, блёклых руд, халькопирита) и фиксации Ag и Hg металлической форме (ртутистого золота, ртутистого электрума, ртутистого кюстелита и Au-содержащего ртутистого серебра). На заключительной стадии минералообразования данные рудоносные растворы были обогащены Hg, об этом свидетельствует эволюция самородного золота от высокопробного золота до Au-содержащего ртутистого серебра.

Кристаллизация минеральных ассоциаций ртутистого золота золото-ртутисто-кварцевой стадии происходила при более низких температурах, при гомогенизации кварца — 180–120°C (среднее 152°C, пик значений 180–130°C). С учётом поправки на  $P \sim 0,5$  кбар, (40°C), минимальные температуры рудообразования данной стадии составили 220–160°C.

Формирование минеральных ассоциаций золото-ртутисто-кварцевой стадии происходило в солевой системе  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ ,  $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$  с концентрациями солей в растворе 4–9 мас. %  $\text{NaCl}$ -экв.

Формирование минералов золото-селенидно-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии происходило, при пониженной активности сульфидной S и повышенной активности Se и Te, что способствовало фиксации Au, Ag и Hg не только в металлической форме (в виде минералов системы Au – Ag – Hg), но и в виде селенидов ( $\text{HgSe}$ ,  $\text{Ag}_2\text{Se}$  и  $\text{Ag}_3\text{AuSe}_2$ ), теллуридов ( $\text{HgTe}$  и  $\text{Ag}_2\text{Te}$ ), реже виде Se-киновари и Se-имитерита.

Минералогические особенности стадии предполагают  $\log f(\text{Te}_2) = 10-18-10-15$  (при  $T = 200-220^\circ\text{C}$ ) и  $\log f(\text{Se}_2) = 10-19-10-17$  (при  $T = 200^\circ\text{C}$ ).

Наличие ртутистого золота, ртутистого электрума во второй и третьей продуктивных стадиях позволяет предположить близкие температуры ( $220-160^\circ\text{C}$ ) их формирования. В пользу того, что температуры могли составлять  $\sim 220-160^\circ\text{C}$  и ниже, указывает также интервал стабильности  $\text{Ag}_2\text{Se}$  (науманнита).

Нами также проанализированы по нескольким образцам составы сфалерита в разных стадиях, позволяющие определить некоторые термодинамические и физико-химические параметры рудообразования (табл. 21).

Таблица 21

*Некоторые термодинамические и физико-химические параметры минералов и продуктивных стадий минерализации месторождения Хаак-Саур*

Показатели	Значения параметров
Температура гомогенизации ( $^\circ\text{C}$ ) газовой-жидких включений в кварце:	
1 продуктивной Au-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии	235
2 продуктивной Au-ртутисто-кварцевой стадии	155
3 продуктивной Au-селенидно-теллуридно-сульфидной стадии	180
FeS в сфалерите I стадии (ZnS) в мол. %	9,0
во 2 стадии	4,0
в третьей стадии	12,0
$\log f\text{O}_2$ в 1 стадии	(-38,5,3) - (-39,5)
$\log f\text{O}_2$ во 2 стадии	(-38,8) - (-39,2)
$\log f\text{O}_2$ в 3 стадии	(-39,6) - (-40,5)
$\log f\text{S}_2$ в 1 стадии	(-15) - (13)
$\log f\text{S}_2$ 2 стадии	(-15,8) - (-16,5)
$\log f\text{S}_2$ 3 стадии	(-16) - (-17,5)

$\log f\text{Te}_2$ 1 стадии	(-16,9) – (-19,8)
$\log f\text{Te}_2$ 2 стадии	(-16,1) – (-17,1)
$\log f\text{Te}_2$ 3 стадии	(-10,9) – (-11,8)
$\log f\text{Se}_2$ 1 стадии	(-16,7) – (-18,5)
$\log f\text{Se}_2$ 2 стадии	(-14,5) – (-15,6)
$\log f\text{Se}_2$ 3 стадии	(-10,2) – (-10,9)
Потенциал ионизации ( $\gamma$ ) сфалерита I	206,2
Потенциал ионизации ( $\gamma$ ) сфалерита II	207,2
Потенциал ионизации ( $\gamma$ ) сфалерита III	205,5
pH 1 стадии	6,8-7,5
pH 2 стадии	4,2-4,6
pH 3 стадии	5,5-5,7
Давление, бар:	
1 стадии	130-110
2 стадии	55-60
3 стадии	40-45

*Примечание. Потенциал ионизации  $\gamma$  по В.А. Жарикову (1967).*

Эволюция термодинамических параметров рудогенеза имеет направленный характер снижения температур кристаллизации кварцев разных стадий от 235 в первой стадии до 155 °С во второй продуктивной стадии и повышение до 180 °С в третьей. Это указывает на сложный сценарий изменения рудогенерирующего очага, магматических инъекций, метасоматитов и руд разного состава.

На диаграмме  $\log f\text{S}_2$  – температура все показатели стадийных процессов указывают на промежуточно серный тип оруденения эпитремальных золото-серебряных систем (рис. 39). А в третьей заключительной стадии отмечаются метки от промежуточно-серного типа к низко-сернистому.

На остальных термодинамических диаграммах наблюдаются сложные изменения параметров фугитивностей кислорода, теллура, pH среды во флюидах (рис. 40-42). Эти изменения указывают на менявшийся режим рудогенерирующего очага, в котором, вероятно, имели место и основные и кислые дериваты, а возможно и щелочные. К сожалению магмаизм Хаак-Саирской МРМС изучен не достаточно.

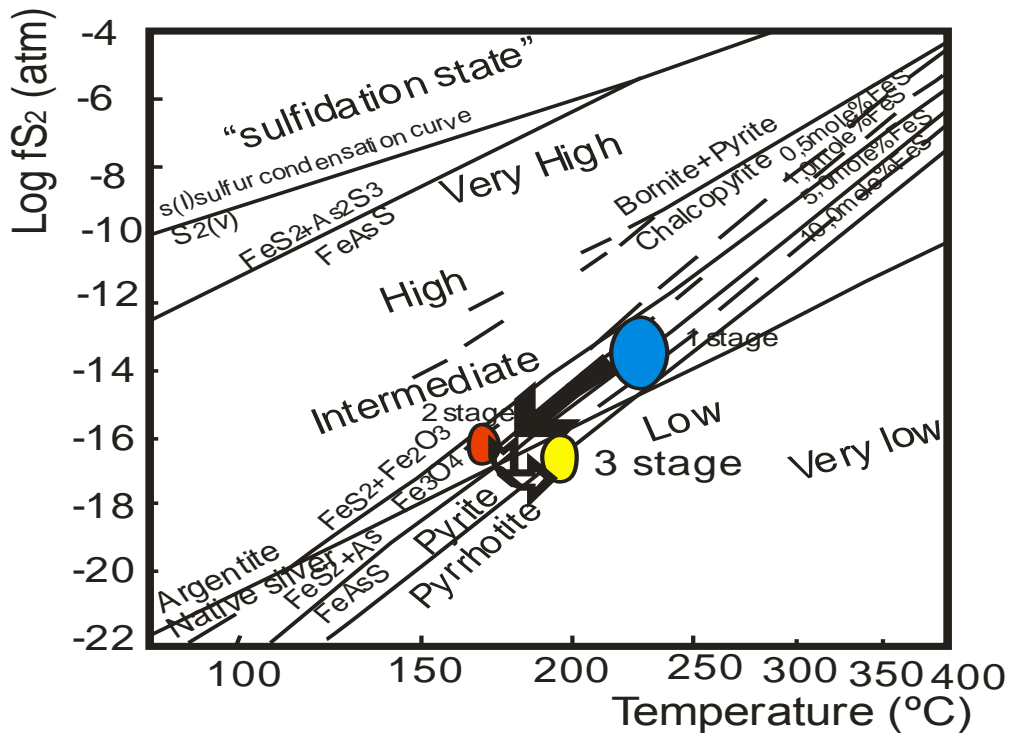


Рис. 39. Диаграмма  $\text{Log}f\text{S}_2$  – температура для рудной минерализации Хаак-Саурского месторождения. Изоплеты  $\text{FeS}$  содержаний для сфалерита рассчитаны с использованием уравнений по [Scott et al., 1971]. Синее поле – приблизительные оценки фугитивности серы и температурные условия для продуктивной 1 стадии, красное поле – для продуктивной 2 стадии; жёлтое поле – для продуктивной 3 стадии.

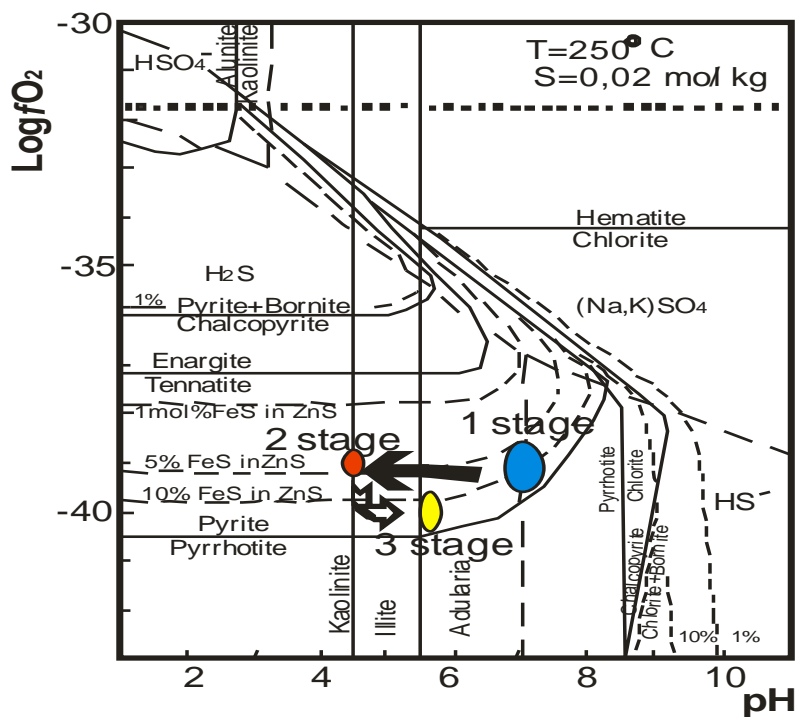


Рис. 40. Диаграмма  $\text{Log}f\text{O}_2 - \text{pH}$  для руд эпитермальноеоруденения Хаак-Саурского месторождения. Значения  $\text{pH}$  и  $f\text{O}_2$  первичных рудных флюидов модифицированы по [John, 2001]. Разными цветами показаны поля стабильности для различных минералов с мол.%FeS в сфалерите при  $T=250^\circ\text{C}$ ,  $\Sigma S = 0,02$  мол/кг. Остальные условные на рис.39.

Такие же скачкообразные не однонаправленные изменения отмечаются для изменений фугитивностей серы, кислорода, селена и теллура, а также  $\text{pH}$  среды минералообразования в растворах ( табл. 21).

Увеличение значения условного потенциала ионизации сфалерита в направлении от ранней к поздней генерации руд Хаак-Ссаира (от 206,2 до 207,2) указывает на увеличение кислотности среды для золото-ртутной стадии. Для последующей стадии с теллуридами и селенидами происходит веовь резкое снижение потенциала ионизации до 205,5 сфалерита 3 стадии, что однозначно указывает на увеличение основности и щелочности среды минералообразования.

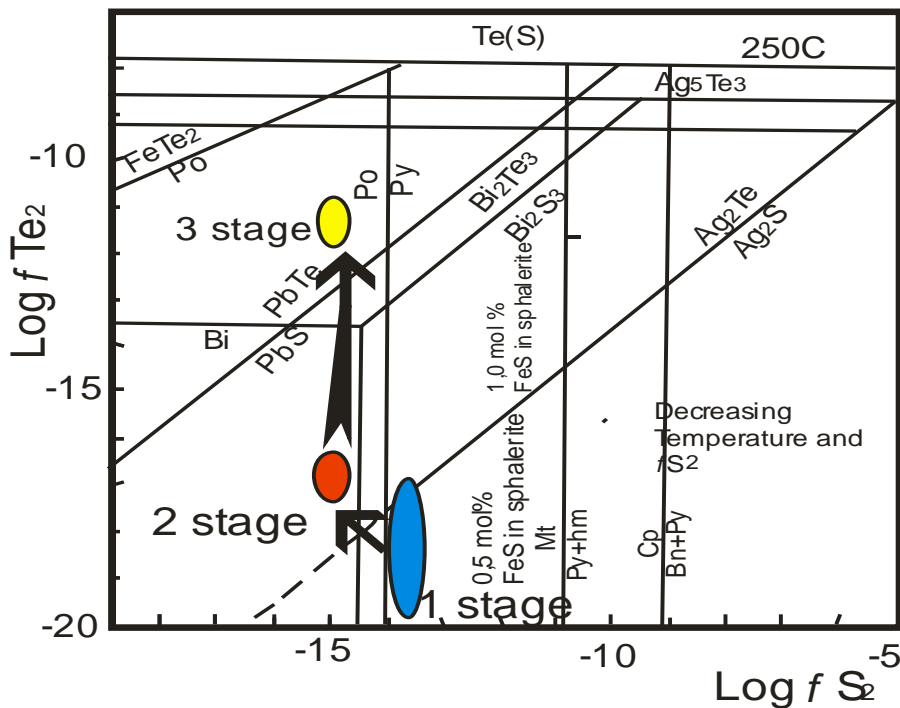


Рис. 41. Диаграмма  $\text{Log}f\text{Te}_2 - \text{Log}f\text{S}_2$  в условиях равновесия между теллуридами и сульфидами для руд Хаак-Саурского месторождения при  $250^\circ\text{C}$ . Диаграмма показывает равновесие между теллуридами и сульфидами при  $250^\circ\text{C}$  в условиях газового насыщения по [Afifi et al., 1988]. Остальные условные на рис. 39.

Для условий равновесия теллуридов и сульфидов при температуре 200 °С показатели фугитивностей серы и теллура проказаны на рис. 42.

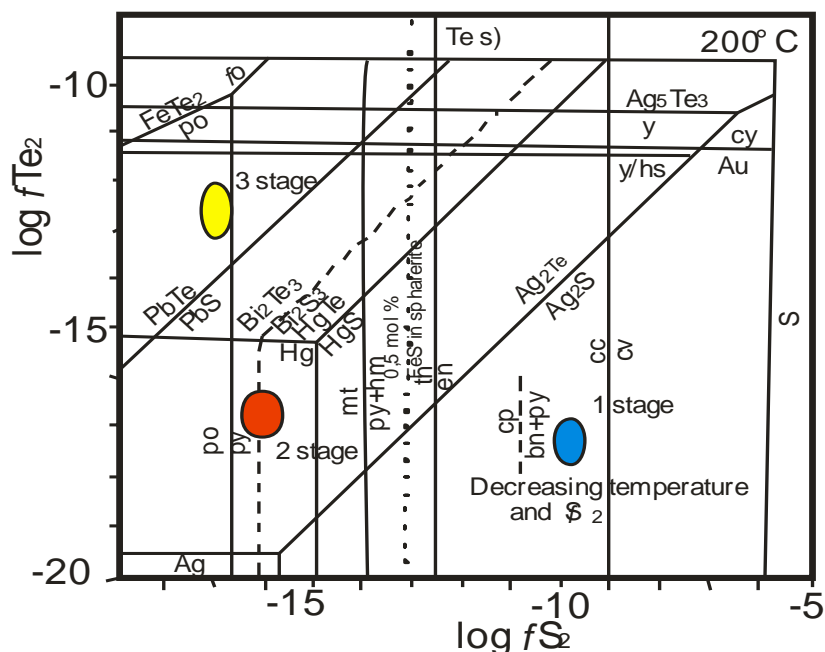


Рис. 42. Диаграмма  $\text{Log } f_{\text{Te}_2} - \text{Log } f_{\text{S}_2}$  в условиях равновесия между теллуридами и сульфидами для руд Хаак-Саурского месторождения при 200 С. Диаграмма показывает равновесие между теллуридами и сульфидами при 200° С в условиях газового насыщения по [Afifi et al., 1988]. Остальные условные на рис. 41.

В целом Хаак-Саурская МРМС может быть отнесена к промежуточно-сульфидизированному типу (IS) эпитермальных систем. В ней эпитермальное золото-серебряное оруденение сопряжено с золото-ртутным.

#### 4.7. Юстыдская грейзеновая редкометалльно-вольфрамовая МРМС

Располагается на северных склонах водораздела рек Юстыд - Чагангол и контролируется массивами гранитоидов юстыдского комплекса (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> ju). Эта МРМС наиболее детально изучена В.А. Говердовским, который в Юстыдском рудном узле в составе рассматриваемой редкометалльно-вольфрамовой формации выделяет четыре минеральных типа: грейзено-шеелитовый, олово-вольфрамовый редкометалльный, грейзено-редкометалльный и грейзено-кварцево-молибденитовый. Эти минеральные типы устанавливаются на основе учета геохимических ассоциаций ведущих элементов, которые в зависимости от конкретных условий рудоотложения, образуют определенные устойчивые в данной обстановке, ассоциации минералов. Несмотря на различия, минеральные типы имеют и общие черты, обусловленные единством происхождения – все они генетически связаны с гранитами юстыдского комплекса, локализуясь в эндоконтактных частях массивов, реже в ближайшем экзоконтакте, и контролируются эндокинетическими трещинами контракции.

Редкометалльная минерализация, как правило, носит комплексный характер со значительными концентрациями Nb, Ta, U и редких земель. При этом устанавливается существенно вольфрамовая, олово-вольфрамовая или олово-бериллий-вольфрамовая специализация оруденения. Существенно молибденовое оруденение развито крайне ограничено и убого. В некоторых участках молибденитовая минерализация накладывается на более раннюю редкометалльную минерализацию, в результате чего оруденение носит комплексный характер (W, Sn, Be, Mo).

Такое разнообразие металлов в рудных образованиях, вероятно объясняется особенностями становления рудогенерирующих магматитов и менявшимися режимами обильных летучих компонентов, входивших в состав рудообразующих флюидов.

Петротипический Юстыдский массив (20 x 13 км) является наиболее крупным среди аналогичных по составу на территории России. Он представлен двумя разобщенными выходами собственно Юстыдского массива (6 x 8 км) и расположенного южнее Богутинского массива (5 x 4 км). Оба интрузивных тела сливаются на территории Монголии в единый плутон. Севернее Юстыдского массива расположены Тургенигольский, Барбургазинский и Тоштуозекский массивы. Интрузивы конкордантны складчатой структуре вмещающих терригенных отложений и находятся в общем ореоле роговиков. Выходы массивов размещены в центральной и восточной частях Юстыдского прогиба, в поле развития барбургазинской и наиболее молодой богутинской свиты среднего-верхнего девона. Массивы сопровождают рой даек долеритов караюкского комплекса, имеющих близкий возраст формирования с гранитами Юстыдского массива ( $375,1 \pm 5,4$  млн лет и  $375,4 \pm 5,5$  млн лет, соответственно) по результатам датирования по цирконам U-Pb методом (SHRIMP II) [Гусев, Шокальский и др., 2009].

Последовательность формирования пород массивов у предшественников противоречива и неоднозначна в силу того, что гранитоиды имеют близкий состав и при внедрении последовательных фаз формировались термостатированные контакты, трудно диагностируемые в полевых условиях. По нашим данным в составе массива уверенно выделяются 3 фазы: рапакивидные граниты, грубопорфировидные лейкограниты и мелкозернистые лейкограниты. Петрографические особенности пород и составы минералов изучены довольно детально [Говердовский, 1991; Гусев, Шокальский и др., 2009; Говердовский, 2010].

В таблице 22 приведены представительные анализы указанных фаз гранитоидов.

Содержания оксидов (масс.%), элементов (г/т) в гранитоидах Юстыдского массива

Оксиды, элементы и их отношения	Рапакививоподобные граниты 1 фазы	Грубoporфировидные лейкограниты 2 фазы	Мелкозернистые лейкограниты 3 фазы
SiO <sub>2</sub>	71,20	74,83	74,70
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,28	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,31	12,41	12,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	0,69	0,37
FeO	2,84	1,70	1,60
MnO	0,05	0,04	0,03
MgO	0,46	0,26	0,30
CaO	1,59	0,88	0,98
Na <sub>2</sub> O	2,91	2,70	3,11
K <sub>2</sub> O	5,25	5,24	5,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,06	0,04
Li	43.6	41.2	43.7
Be	5.3	7.2	8.1
Sc	10.4	8.3	7.4
V	15.7	11.4	11.1
Cr	11.2	9.3	8.3
Co	4.4	3.2	3.1
Ni	9.2	8.7	6.2
Cu	23.7	31.3	26.1
Zn	25.5	13.8	12.2
Ga	18.6	14.9	15.7
Rb	277	268	271
Sr	116	128	126
Y	110	134	137
Zr	172	205	203
Nb	20.1	20.9	19.4
Cs	5.7	6.4	8.3



Ba	189	179	165
La	41.8	68.8	69.7
Ce	110.1	235.4	123.2
Pr	5.1	10.1	11.2
Nd	46.8	103.2	98.5
Sm	8.0	17.7	16.7
Eu	0.32	0.21	0.20
Gd	1.4	1.9	2.0
Tb	2.3	4.7	4.1
Dy	1.2	2.5	2.2
Ho	0.11	0.13	0.12
Er	0.31	0.34	0.32
Tm	0.13	0.21	0.15
Yb	6.9	12.4	11.3
Lu	0.8	1.5	1.2
Hf	10.0	12.2	12.3
Ta	2.4	3.3	3.2
Sn	6,1	10,3	8,4
Pb	27.5	18.3	16.5
Th	35	65	55
U	4.2	16.6	15.3
La/Yb <sub>N</sub>	4.03	3.67	4,07
La/Sm <sub>N</sub>	3.2	2.43	2,55
Nb/Ta	8,3	6,3	6,1
U/Th	0.12	0.26	0,28
Eu/Eu*	0,189	0,058	0,059

Примечание. Силикатные анализы выполнены в лаборатории ИМГРЭ (г. Москва), а на химические элементы - методом ICP-ms в лаборатории ОИГиГ СО РАН (г. Новосибирск). Нормализация некоторых РЗЭ проведена относительно концентраций в хондрите по [Anders, Greevesse, 1989].

По составу все фазовые разновидности пород относятся к умеренно-щелочным гранитам с преобладанием калия над натрием. Принадлежат к высококалиевой серии, мета – пералюминиевым разновидностям, все породные типы относятся к

высокожелезистым разновидностям при резком преобладании закисного железа над окисным [Гусев, Шокальский и др., 2009]. Последнее указывает на восстановленный тип расплавов, из которых кристаллизовались породы. Это подтверждается также наличием в составе пород ферритных глобулей, и самородных элементов - меди, олова, свинца, цинка, а также графита. Резкое преобладание ильменита в составе аксессуаров в породных типах также свидетельствует о восстановительной обстановке в расплавах. По этому показателю все гранитоиды Юстыдского массива следует относить к ильменитовой серии по [Ishihara, 1985], которая формируется за счет дегидратационного плавления протолита в условиях существенного притока тепла и при низкой фугитивности кислорода. По соотношениям  $La/Yb_N$  все породные типы относятся к средне дифференцированному типу. Очень низкие отношения  $Eu/Eu^*$  свидетельствуют о их величинах, намного ниже хондритовых. Ранее нами по сумме признаков породы Юстыдского массива отнесены к анорогенному  $A_2$  – типу.

Особенности флюидного режима гранитоидов оценены на основе экспериментальных данных по составам биотитов, изложенных во многих работах [Аксюк, 2000; Jacobs, Perry, 1979]. Составы биотитов Юстыдского массива и некоторые параметры структурной решётки слюды приведены в табл. 23.

Таблица 23

Химический состав биотитов гранитоидов Юстыдского массива (масс. %)

Оксиды и структурные показатели биотитов	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	34,94	34,73	35,45
TiO <sub>2</sub>	2,24	2,07	2,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,6	18,65	15,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,5	4,65	4,35
FeO	24,02	24,10	23,10
MnO	0,21	0,14	0,12
MgO	4,92	1,51	4,12
CaO	0,3	0,10	0,11
Na <sub>2</sub> O	0,2	0,12	0,12
K <sub>2</sub> O	9,25	9,65	9,35

H <sub>2</sub> O+	4,97	3,12	5,10
F	0,42	0,86	0,41
Cl	0,44	0,47	0,24
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,31	0,45
Σ	100,01	100,48	100,30
Al <sub>IV</sub>	1,88	1,98	2,0
Al <sub>VI</sub>	(-0,07)	0,58	0
F <sub>Bt</sub>	0,017	0,057	0,017
Cl <sub>Bt</sub>	0,01	0,015	0,005
ОН <sub>Bt</sub>	0,97	0,93	0,98

Примечание. 1 – рапакивиподобные граниты 1 фазы; 2- грубопорфировидные лейкограниты 2 фазы; 3- мелкокристаллические лейкограниты 3 фазы; Al<sub>IV</sub>, Al<sub>VI</sub> – алюминий тетраэдрической и октаэдрической координаций в структуре биотита; F<sub>Bt</sub>, Cl<sub>Bt</sub>, ОН<sub>Bt</sub> – миналы фтор-биотита, хлор-биотита, гидроксил-биотита в структуре слюды.

Анализ таблицы 2 показывает, что биотиты породных типов отличаются высокой железистостью при доминирующей роли закисного железа. Обращают на себя внимание высокие концентрации воды в составе биотитов, что указывает на высокое содержание водной фазы в магматогенных флюидах. В поздних фазах наблюдается появление бора, что, вероятно, обусловило интенсивную турмалинизацию пород как внутри массива, так и в его контактах. В целом биотит во всех случаях следует относить к гидроксил-биотиту по показателю ОН<sub>Bt</sub>. Высокое содержание воды во флюидах должно влиять на температуры кристаллизации пород в сторону их снижения и определять особенности потенциальной рудоносности. Оценка параметров флюидного режима пород приведена в табл. 24.

Таблица 24

Параметры флюидного режима гранитоидов Юстыдского массива

Фазы гранитоидов	T	fO <sub>2</sub>	fH <sub>2</sub> O	PH <sub>2</sub> O	PCO <sub>2</sub>	M <sub>HF</sub>	K <sub>вос</sub>	y
Овоидные рапакивиподобные граниты	680	-15,1	0,82	1,28	0,72	1,27	0,65	193,7
Грубопорфировидные лейкограниты	670	-16,2	0,85	1,65	0,75	1,60	0,58	191,4

Мелкозернистые лейкограниты	660	-16,0	0,90	1,3	0,80	1,28	0,61	194,5
--------------------------------	-----	-------	------	-----	------	------	------	-------

Примечание.  $T^{\circ}C$  – температура кристаллизации;  $\lg fO_2$  – логарифм фугитивности кислорода;  $fH_2O$  – фугитивность воды;  $pH_2O$ ,  $pCO_2$  – парциальное давление воды и углекислоты;  $K_{\text{восст}}$  – коэффициент восстановленности флюидов;  $M_{\text{HF}}$  – концентрации плавиковой кислоты во флюидах в моль/дм<sup>3</sup> по [Аксюк, 2000];  $\mu$ - потенциал ионизации биотита по В.А. Жарикову [Жариков, 1967]. Фугитивности и парциальные давления даны в килобарах.

Действительно, приведенные оценки температур кристаллизации биотитов не высоки и снижаются от гранитоидов 1 фазы (680 °C) к лейкогранитам заключительной фазы (660 °C). Низкие значения фугитивности кислорода и высокие – коэффициента восстановленности флюидов (0,58-0,65) свидетельствуют о редуцированной (восстановительной) среде кристаллизации пород. Высокие парциальные давления воды во флюидах указывают на важную роль её в эволюции магматического очага. Резкое увеличение концентрации плавиковой кислоты во флюидах 2 фазы, по сравнению с 1 фазой, указывает на открытый характер глубинного очага в отношении флюидов, что могло быть связано с подтоком фтора в составе трансмагматических флюидов более глубинного мантийного источника. Подток бора в заключительных фазах становления магматитов Юстыдской системы отмечен нами ранее. По потенциалу ионизации биотита выявляется повышение основности среды для второй фазы грубопорфировых лейкогранитов и повышение кислотности среды для заключительной фазы мелкозернистых лейкогранитов, относительно рапакивиподобных гранитов ранней фазы. Это свидетельствует о неустойчивом режиме глубинного очага при генерации разнофазовых дериватов Юстыдского массива.

Ранее нами установлено интенсивное фракционирование элементов в процессе эволюции магматического очага, сформировавшего Юстыдский и соседние массивы [Гусев, Гусев, 2006]. Для фазовых породных типов оценены особенности фракционирования редкоземельных и других элементов, сведенных в табл. 25.

Таблица 25

Отношения химических элементов и значения тетрадного эффекта  
фракционирования РЗЭ в породах Юстыдского массива

Отношения элементов и значения тетрадного эффекта	Рапакивиподобные граниты 1 фазы	Грубопорфировидные лейкограниты 2 фазы	Мелкозернистые лейкограниты 3 фазы	Хондрит
Y/No	1000,0	1030,76	1141,7	29,0
Eu/Eu*	0,189	0,058	0,059	0,32
La/Lu	52,25	45,86	58,08	0,975
Zr/Hf	17,2	16,8	16,5	36,0
Sr/Eu	362,5	609,5	630,0	100,5
TE <sub>1,3</sub>	2,68	4,18	3,65	-

Примечание. TE<sub>1,3</sub> – тетрадный эффект по В. Ирбер [Irber, 1999]. Eu\* = (Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>)/2. Значения PЗЭ нормированы по хондриту по [Anders, Greevesse, 1989].

Как показывают компоненты табл. 4, все породные типы Юстыдского массива, в том числе, и рапакивиподобные граниты первой фазы, являются сильно эволюционированными продуктами функционирования и эволюции глубинного очага. Об этом говорят высокие значения тетрадного эффекта М-типа фракционирования [Masuda, ]редкоземельных элементов (пограничное значение для М-типа тетрадного эффекта составляет 1,1, в нашем случае TE<sub>1,3</sub> варьирует от 2,68 до 4,18). Относительно хондритовых значений в породах Юстыдского массива значительно увеличены отношения Y/No, La/Lu, Sr/Eu и снижены отношения Eu/Eu\*, Zr/Hf. Отношение La/Lu в породах Юстыдского массива намного выше чем в хондритах и указывает на значительное обогащение анализируемых пород лёгкими редкими землями. Высокая фракционированность породных типов в сумме с другими признаками указывает на возможность генерации вольфрам-молибденового и редкоземельного оруденения в тесной связи с выходами пород юстыдского комплекса. Металлогеническая специализация комплекса реализована в формировании комплексного Каракульского месторождения (Co-Ni-W-PЗЭ состава) и ряда проявлений олова, вольфрама и молибдена.

*Интерпретация результатов.* Полученные данные показали, что анорогенные гранитоиды Юстыдского массива формировались в сложных P-T параметрах, в условиях высокой доли водной составляющей в магматогенных флюидах, что приводило к заметному снижению температур кристаллизации пород. Близкая сопряжённость во времени и пространстве базитовых образований караюкского комплекса и гранитоидов юстыдского комплекса с рапакивиподобными гранитами указывает на некоторое сходство в формировании гранитов рапакиви древних кратонов Балтийского, Украинского, Канадского и других щитов, связанных тесно с базитами. Анорогенный характер гранитоидов, их тесная сопряжённость с базитовыми дайками и другие признаки позволяют предположить их генерацию с функционированием Сибирского суперплюма.

Высокие концентрации Nb в породах свидетельствуют о том, что они несут признаки происхождения в связи с высоко-ниобиевыми базальтами (NEB). А низкие отношения Nb/Ta (ниже 20) указывают на то, что источником плавления для них были породы, содержавшие амфибол.

По соотношениям La/Nb и Ce/Y фигуративные точки составов пород попадают на тренд формирования путём смешения с корой (рис. 43).

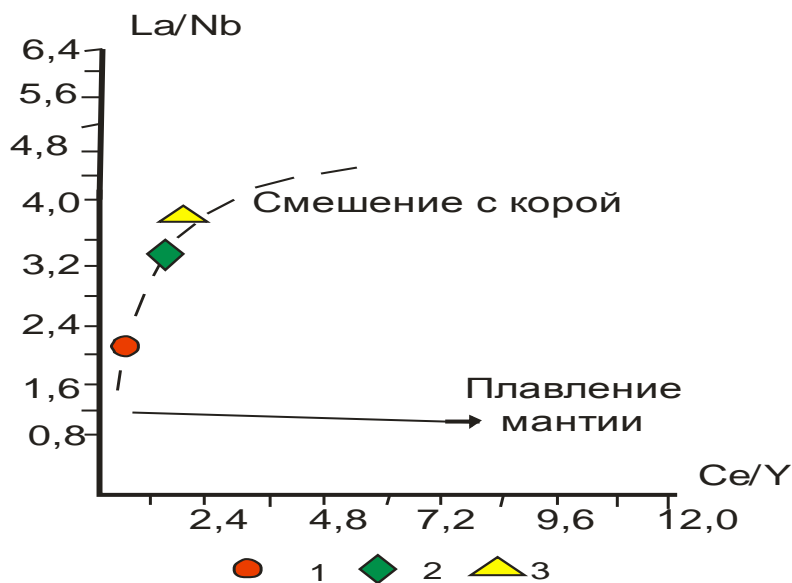


Рис. 43. Диаграмма соотношений La/Nb – Ce/Y по [Barbarin, 1999] для пород Юстыдского массива

1- Рапакивиподобные граниты, 2- грубопорфировидные лейкограниты, 3- медкозернистые лейкограниты 3 фазы.

Определить источник плавления корового материала можно с помощью экспериментальных диаграмм, отложенных на главных оксидных формах состава

пород. На таких диаграммах фигуративные точки составов пород имеют чёткую локализацию: ранняя фаза рапакивиподобных гранитов локализуется в области плавления амфиболитов, а грубопорфировидные лейкограниты и мелкозернистые лейкограниты попадают в поле плавления метаграувак (рис. 44).

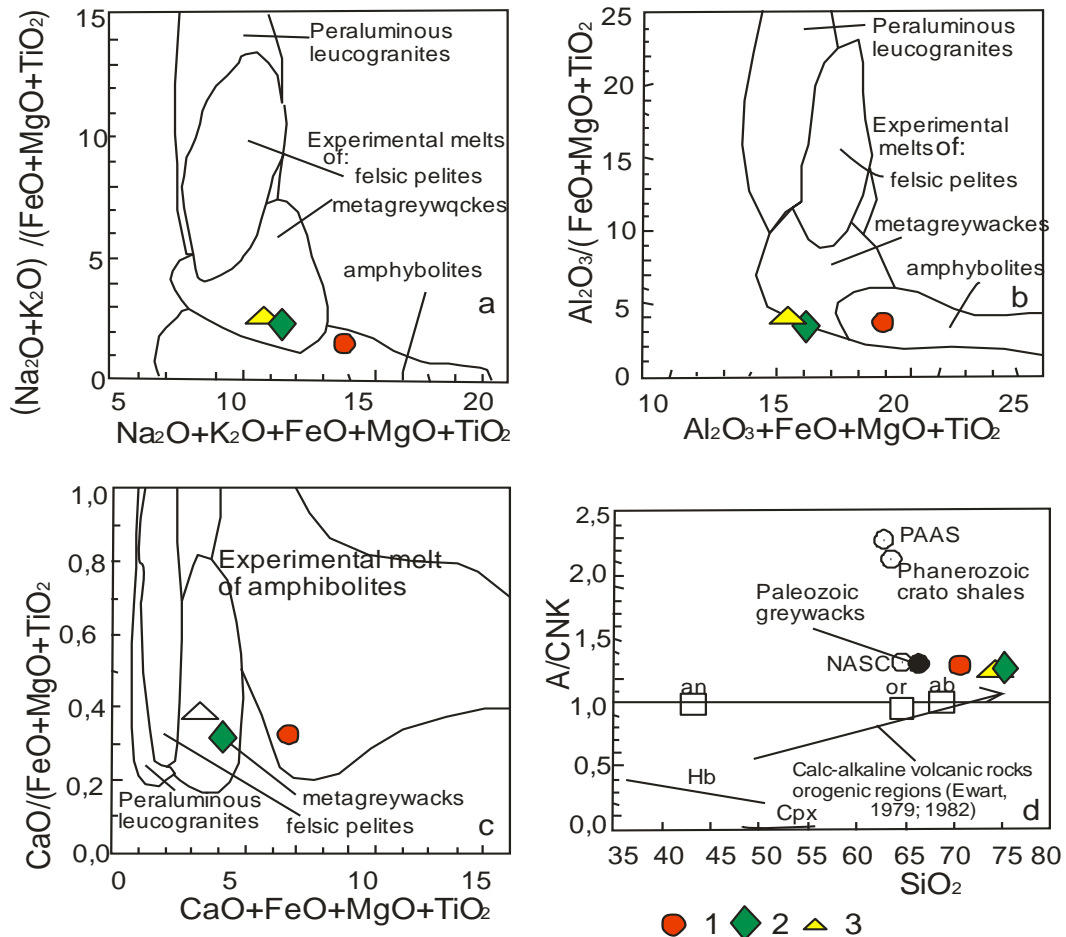


Рис. 44. Экспериментальные диаграммы плавления: (a), (b), (c) – диаграммы композиционных экспериментальных расплавов из плавления фельзических пелитов (мусковитовых сланцев), метаграувак и амфиболитов для гранитоидов Юстыдского массива; (d) – диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{A/CNK}$  для гранитоидов Юстыдского массива. Тренд известково-щелочного фракционирования вулканических пород орогенных регионов, по [Ewart, 1979; Ewart, 1982]. A-  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CNK – Сумма  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Остальные условные те же, что на рис. 40.

Следовательно, можно предположить, что плюмовая природа пород Юстыдского массива осложняется процессами мантийно-корового взаимодействия. Базальтоидный мантийный расплав взаимодействовал с породами нижней коры, где происходило плавление амфиболитов и метаграувак и возможное заимствование не

только таких летучих компонентов как вода, углекислота, но и металлов (олова, бериллия, тантала и других).

Высокая водная составляющая флюидов, обогащённость такими летучими компонентами, как фтор, хлор, бор, значительная фракционированная дифференцированность породных типов на обширный комплекс элементов способствовали формированию различных типов оруденения олова, вольфрама, молибдена, редких земель. На многих объектах Юстыдского рудного узла наблюдается совмещение оруденения, связанного с базитовыми дайками и гранитоидами.

Редкометалльное олово-вольфрамовое грейзеновое Юстыдское проявление. расположено на северных склонах водораздела рр. Юстыд-Чагангол и локализуется в северо-западном экзоконтакте Юстыдского массива на расстоянии 150-250 м от контакта. Вмещающими породами являются кварц-плагиоклазовые метаморфиты. Проявление изучено В.А. Говердовским, по материалам которого и приведено его краткое описание.

Рудопроявление представлено грейзеново-жильной зоной, приуроченной к меридиональной трещинной структуре, имеющей контракционную природу. Зона прослежена на 120 м по простиранию и на 30 м по падению (в рельефе). Она представляет собой три кулисообразно расположенные жилы протяженностью от 6 до 60 м и мощностью 5-10 см. Контакты жил извилистые, нередко пережимы и раздувы. Постепенно уменьшаясь по мощности, жилы переходят в ветвящиеся кварц-турмалиновые прожилки, а последние гаснут с образованием грейзенового штокверка. Грейзенированы также межжильное пространство и околожильные породы. Грейзены представлены кварц-мусковитовыми и кварц-турмалиновыми разновидностями.

Оруденение, судя по взаимоотношениям минералов, сформировалось в три стадии, которые по сути своей являлись следующими друг за другом пульсационными инъекциями рудообразующего раствора. Выделяются: ранняя кварц-сульфидная стадия (арсенопиритовая), собственно рудная (флюорит-турмалин-рудная) и заключительная (пирит-халькопиритовая). Главный жильный минерал во всех стадиях - кварц, второстепенные - флюорит и турмалин; в небольших количествах отмечается полевой шпат, очень редко - топаз

Жилы характеризуются зональным строением: зальбанды выполнены преимущественно арсенопиритом, центральная часть сложена кварц-флюорит-турмалиновой ассоциацией с вкрапленностью вольфрама, шеелита, касситерита, халькопирита, пирита, пирротина, арсенопирита, самородного висмута и висмутина. Основной объем жилы занимают кварц, турмалин и арсенопирит. В последнем часто отмечается висмутин. Оруденение в жилах распределено крайне неравномерно и носит гнездово-вкрапленный характер. Вольфрамит образует крупные кристаллы (до 5 см) и



его скопления наблюдаются главным образом во флюорит-кварцевых частях жил, реже в участках, обогащенных арсенопиритом. В нем установлена примесь  $Nb_2O_5$  - 0,05172%,  $Ta_2O_5$  не обнаружен. Касситерит образует отдельные кристаллы (0,1-0,5 см) и гнездовые вкрапления. Наиболее концентрированная касситеритовая минерализация приурочена к турмалиновым частям жил, кроме того минерал развивается совместно с вольфрамитом и вместе с ним иногда интенсивно дробится и цементируется халькопиритом. В халькопирите присутствуют каплевидные выделения самородного висмута.

Околожилные грейзены, независимо от состава, содержат вкрапленность вольфрамита, шеелита, касситерита, берилла, халькопирита, пирротина, пирита, арсенопирита, монацита. При этом, наибольшее количество главных рудных минералов вольфрамита и касситерита устанавливается в связи с кварц-турмалиновыми грейзенами. Следует отметить, что как в жилах, так и околожилных грейзенах вольфрамит преобладает над касситеритом.

Главными рудными компонентами являются вольфрам и олово при преобладающей роли первого. Содержания этих элементов в отдельных сечениях достигают нескольких процентов. В высоких концентрациях иногда в рудах присутствуют бериллий (до 0,02%), висмут (до 0,01%) и медь (до 0,5%). В грейзенах содержание вольфрама, олова и меди значительно ниже (соответственно 0,1, 0,02 и 0,1%), а бериллия и висмута выше (до 0,1%). Кроме того, в грейзенах зачастую отмечаются высокие содержания иттрия, циркония, лантана и ниобия (0,01-0,05%).

В целом довольно отчетливо устанавливается минералого-геохимическое сходство рассматриваемой олово-вольфрамовой минерализации с грейзеново-редкометальным оруденением, локализуемым в самом гранитном массиве, что свидетельствует о их генетическом родстве. Оторванность Sn-W оруденения от гранитного массива обуславливается, вероятно, мощным прорывом пневматолитового раствора в глубоко дренирующую трещину контракции поздних стадий кристаллизации гранитного плутона.

По мусковиту из грейзенов Юстыдского рудопроявления удалось получить  $^{40}Ar$  -  $^{39}Ar$  датировку Sn-W минерализации, которая составляет  $352,2 \pm 5,1$  млн.лет (рис.39), что хорошо согласуется с возрастом гранитов ( $355,7 \pm 8,6$  млн.лет) и подтверждает связь минерализации с гранитами.

Ближайшее проявление с оловянной специализацией известно в соседней Юго-Западной Туве (Балыктыкское). Минерализация его представлена грейзено-кварц-жилным типом в биотитовых гранитах, аналогичных по составу гранитам Юстыдского комплекса. Возраст этой минерализации по полученной нами  $^{40}Ar$  -  $^{39}Ar$  датировке составил  $370 \pm 9,2$  млн. лет, что укладывается в рамки возрастного рубежа  $D_3 - C_1$ , соответствующего аккреционно-коллизийным процессам, в ходе которых

формировались редкометалльные гранитоидные рудно-магматические системы, продуцирующие редкометалльно-вольфрамовое, в том числе олово-вольфрамовое, оруденение. Характерной особенностью этих систем являлась геохимическая роль бора в минералообразовании.

Сходные олово-вольфрамовые проявления широко развиты в Калба-Нарымской зоне (Восточный Казахстан). В других рудных районах мира типичными представителями олово-вольфрамовой формации, выявляющими черты сходства с Юстыдским рудопроявлением, являются месторождения Северо-Востока (России) (Иультин, Барыллыэмах и др.), Забайкалья (Комсомольское, Спокойнинское), Южного Китая в районе массива Цзянси (Шанпин, Тадзишань, Гуймэйшань), района Корнуэлла (Клигга, Хэд, Сент Майклз Маунт) и некоторые другие, развитые главным образом в коллизионных структурах и тесно связанные с породами гранитного ряда.

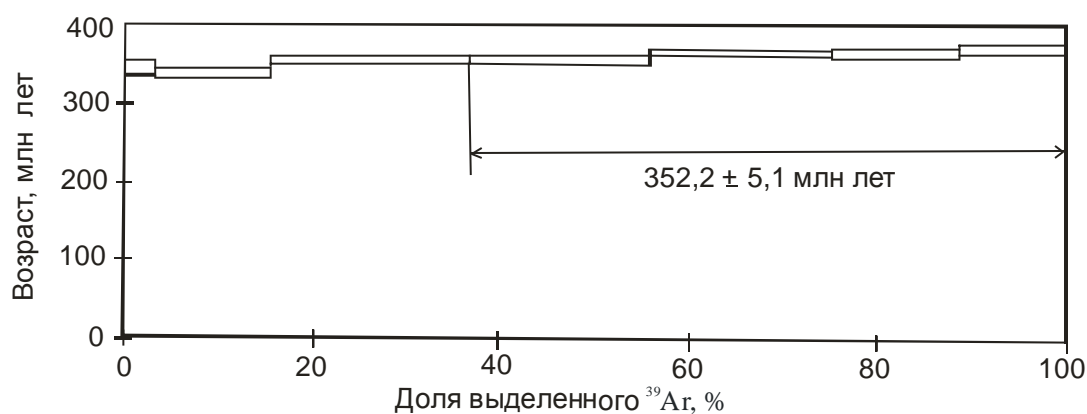


Рис.45. Ar-Ar возрастной спектр мусковита из грейзенов Юстыдского Sn-W рудопроявления.

Особенности состава и P-T параметров флюидных включений в метасоматических и гидротермальных рудных образованиях Юстыдского проявления сведены в табл. 26.

Таблица 26

Типизация флюидных включений в минералах грейзеновой и гидротермальных ассоциаций руд Юстыдского проявления

Минералы	Размеры флюидных включений, мкм	Состав флюидных включений	T <sub>п</sub> эвтект., °C	T <sub>к</sub> конечн. плавл., °C	Гомоген. T <sub>г</sub> , °C	Оценки солёности, вес. %	Оценки Давлений, bar и T <sub>г</sub> коррекц. °C
Кварц-сульфидная стадия (кварц 1 генерации, арсенопирит, мусковит, эпидот)							
Кварц 1 генерации	7-40	20-35 об.% газа; 15-65 твёрдой	От -50 до -58,3	От -14,2 до -12,7	До жидкост и: газ при 380-	CaCl <sub>2</sub> +MgC l2 от 19 до 21,9[Vanko, 1988;	1,2-1,7 kbar [Roedder,1984; Bodnar, 1994]

		фазы; Сульфиды (арсенопирит, пирротин)			405	Oakes, 1990]	400
Флюорит-турмалин-касситерит-вольфрамитовая стадия (кварц 2 генерации, касситерит, вольфрамит, берилл)							
Кварц 2 генерации	5-35	22-30 об.% газа; 1-15 твёрдой фазы; Сульфиды (пирит, халькопирит, касситерит)	От -52 до -54,9	От -14,6 до -10,9	До жидкости и газ при 300-290	CaCl <sub>2</sub> +NaCl от 18 до 23,7[Vanko, 1988; Oakes, 1990]	1,5-1,8 kbar [Roedder, 1984; Bodnar, 1994] 50-8
Пирит-							

Примечание.  $T_{п}$  – эвтектическая температура или первичная температура плавления, °С;

$T_{к}$ - температура конечного плавления льда °С; Гомоген- температура гомогенизации газовой-жидких флюидов; коррекц. – коррекционная температура.

Флюидные включения в кварце 1 генерации из грейзенов встречаются как индивидуальные обособления и групповые размерами 7-40 мкм. Они содержат небольшие газовые пузырьки 20-35 объёмных % и 5-65 % твёрдой фазы или примерно ~23-42 объёмных %. Такие параметры флюидных включений указывают на концентрированные рассолы, достигавших предела насыщения. Поэтому в твёрдой фазе различимы мельчайшие кристаллики галита, сульфидов. При нагревании после замораживания флюидные включения показывают эвтектическую температуру плавления – 52- - 54, 9 °С, что указывает на присутствие доминирующих MgCl<sub>2</sub> и NaCl в растворе [Crawford, 1981]. Теплота исчезновения газовых пузырьков составляет 380-405 °С. Коррекционная температура ниже е и составляет 245-2555 °С, что вызвано декрепитацией твёрдых включений включений при этой температуре. Давление оценено примерно 1,2 - 1,7 kbar.

В гидротермальном кварце 2 генерации наблюдается понижение температур гомогенизации до 300-290 °С и повышении давления до 1,5-1,8 kbar. Температура эвтектического плавления после замораживания варьирует от -52 до – 54,9, указывающая на доминантную роль CaCl<sub>2</sub> и NaCl в растворах [Crawford, 1981, Atkinson]. Снижение температуры гомогенизации флюидных включений по сравнению с таковой в ранней объясняется эффектом декрепитации твёрдых включений при

температуре 500-506°C Солёность растворов определена по системе  $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$  на основе температуры плавления льда, указывающая на солёность от 18 до 23,7 по [Vanko, 1988]. В твёрдой фазе включений отмечены сульфиды, среди которых уверенно диагностируется халькопирит, пирит, касситерит. Это указывает на то, что основную полезную нагрузку в становлении руд несли гидротермы, сопровождавшиеся пропилитовыми метасоматитами, происхождение которых связывается напрямую с глубинным очагом.

#### **4.8. Озерно-Асхатинская МРМС**

Озерно-Асхатинское рудное поле находится в восточной части района работ, расположено в центральной части Юстыдского прогиба (I, граф.пр. 2), ориентировано в северо-восточном направлении вкрест осевой части хребта Чихачева. Общая протяженность рудного поля 25 км, площадь 115 км<sup>2</sup>, протяженность российской части рудного поля 10 км, площадь 43 км<sup>2</sup>.

В 1971-1987 гг в пределах российской части Озерно-Асхатинского рудного поля проведены поисковые (Соковых, 1974ф, Говердовский, 1987ф) и поисково-оценочные работы на участках Озерный (Соковых, 1974ф, Авдюков, 1984ф), в монгольской части и месторождении Асхатин (Бедарев, 1979ф, 1987ф), Пограничный (Авдюков, 1987ф), а также геофизические исследования масштаба 1:10000 (Логинов, 1984ф) с целью определения перспектив этой территории на серебро и попутные компоненты.

Структура рудного поля. Субпараллельные минерализованные зоны, вытянутые в северо-восточном направлении, являются главными рудоконтролирующими структурами рудного поля, они максимально развиты в центральной части площади. Минерализованные зоны локализуются в северо-восточном крыле Караюкской синклинали, имеющем юго-восточное падение (45-60°), и под косым углом пересекают породы по простиранию и падению, на отдельных участках имеют послойный характер. Амплитуда смещений по зонам не установлена, по рудной зоне I смещение, видимо, значительное (сотни метров), так как в соприкосновение приведены блоки (северо-западный и юго-восточный) с резко различным геологическим строением.

Северо-западный блок сложен отложениями барбургазинской свиты, для которой характерно:

- зеленовато-серая, серая, реже голубовато-серая окраска пород;
- существенно псаммитовый состав пород, преобладают песчаники полевошпат-кварцевого, реже слюдисто-полевошпат-кварцевого состава при значительной (до 50 м и более) мощности их пачек;
- фациальная невыдержанность пачек;
- незначительное количество ископаемой флоры и углистого вещества;
- многочисленные следы подводного оползания, мелкие деформации пород в пластичном состоянии, следы взмучивания;
- наличие силлов основного состава, подвергнутых складчатости;
- мелкая напряженная складчатость, усложненная за счет приразломной и блоковой тектоники;
- субмеридиональная ориентировка шарниров складов;
- преобладание меридиональных и северо-восточных нарушений;
- развитие секущих минерализованных зон, несущих полиметалльно-серебряное оруденение, часто в ядерных частях складок.

Юго-восточный блок сложен темноцветной черносланцевой богутинской свитой, для которой характерно:

- темно-серая до черной окраска пород;
- алевритовый состав пород – резкое преобладание алевритовых и алевропелитовых разностей при больших мощностях (до 100 м) пачек;
- выдержанность горизонтов песчаников и пачек алевролитов по латерали;
- высокое содержание рассеянного битуминозного вещества, обуславливающего темную окраску пород и большое количество отпечатков ископаемой флоры;
- простая линейная складчатость, представленная одной крупной синклиналью протяженностью более 15 км;
- широтная и северо-восточная ориентировка оси синклинали.

С юго-запада на северо-восток минерализованные зоны постепенно веерообразно расходятся, образуя в районе месторождения Асхатин два пучка зон, один из которых ориентирован субмеридионально, второй субширотно. В районе месторождения происходит интенсивное ветвление зон с резким изменением простирания одних зон на субширотное, других на субмеридиональное, чему благоприятствовало простирание слоистости пород, которая изменяется аналогичным образом. В свою очередь изменение простирания слоистости пород обусловлено механическим раздвиганием ее при внедрении гранитов Тургенигольского массива.

Таким образом, приуроченность наиболее богатого и выдержанного оруденения к району месторождения Асхатин обусловлена, вероятно, следующими структурными факторами:

1. В районе месторождения происходит наиболее интенсивное ветвление рудных зон – от первой отделяются II, III, IV и более мелкие апофизы.
2. Происходит изгиб зон по простиранию, одни (II, III, IV, V) отклоняются к субмеридиональному направлению, другие (VI, VII) к субширотному.
3. «Некомпетентность» роговиков с «жесткими» физико-механическими свойствами благоприятствовала формированию при тектонических подвижках мощных полостей отслоения и многочисленных брекчиевых и штокверковых зон, выполненным впоследствии рудным веществом.

В качестве типового месторождения Озерно-Асхатинского рудного поля ниже кратко охарактеризовано месторождение Асхатин.

*Месторождение Асхатин*, изученное Курайской ГРЭ (Бедарев, 1979ф), Ховдинской ГРЭ (Бедарев, 1987ф), ИГ СОАН (Борисенко, 1992) и Западной Советской экспедицией в МНР (Грязнов, 1992ф), представляет монгольскую часть рудных структур Озерно-Асхатинского серебрянорудного поля, проникающих от границы Россия - Монголия вглубь Монголии на 15 км.

В геологическом строении монгольской части рудного поля принимают участие в разной степени ороговикованные терригенные породы барбургазинской и богутинской свит среднего-верхнего девона, прорванные гранитоидами Тургенигольского и Юстыдского массивов и роями даек основного (теректинский комплекс) и щелочного (чуйский комплекс) составов. В пределах рудного поля на площади 72 км<sup>2</sup> выявлено восемь основных и ряд второстепенных рудоконтролирующих зон протяженностью до 11 км, суммарная их длина составляет 39 км. Зоны представлены тектоническими нарушениями сбросо-сдвигового типа, в которых локализуется сидерит-сульфосольное сурьмяно-серебряное оруденение, сопровождаемое аргиллизацией, окварцеванием, лимонитизацией и омарганцеванием вмещающих терригенных и интрузивных пород и кварц-сидеритовой жильной минерализацией. По отношению к слоистости вмещающих пород зоны занимают секущее положение, на отдельных участках залегают субсогласно. Зоны и сопровождающие их гидротермальные изменения, жильная минерализация и оруденение наложены на терригенные породы девона, граниты Тургенигольского массива, который они пересекают от западного контакта до восточного выходя в

восточный экзоконтакт, а также наложены на дайки габбродолеритов, долеритов и лампрофиров обоих комплексов. Мощность измененных пород в пределах зон варьирует от первых десятков метров до 80-100 м. Вертикальная протяженность зон, наблюдаемая в скальных бортах троговых долин рек Тургени-Гол и Асхатин-Гол, составляет более 1150 м.

#### *Геохимия и петрология Тургенигольского массива*

Тургенигольский массив локализуется в приграничной части Западной Монголии и Республики Алтай в правом борту р. Асхатин. Массив имеет овальную форму и размеры 10×8 км. Он входит в состав юстыдского комплекса. В его составе выделяются 3 фазы: 1- крупнокристаллические порфиroidные амфибол-биотитовые граниты, 2- среднекристаллические биотитовые лейкограниты, 3- мелкокристаллические двуслюдяные лейкограниты. Последовательность формирования и состав породных типов Тургенигольского массива весьма близки к таковым петротипического Юстыдского массива на территории Горного Алтая. По комплексу признаков порфиroidные граниты юстыдского комплекса весьма близки к древним гранитам рапакиви, имеющим возраст 1,65 млрд. лет. Авторы считают, что гранитоиды юстыдского комплекса являются анорогенными гранитами  $A_2$  – типа и самыми молодыми гранитами рапакиви в Мире [Гусев, Гусев, Говердовский, 2011]. Возраст гранитоидов Юстыдского массива по двум пробам составляет  $375,1 \pm 5,4$  млн. лет и  $375,4 \pm 5,5$  млн. лет, соответственно, по результатам датирования по цирконам U-Pb методом (SHRIMP II) [Гусев, Шокальский, Вовшин и др., 2009].

Отличительными чертами гранитов Тургенигольского и Юстыдского массива являются: светло-серый цвет с кремовым оттенком, наличие в виде первичного темноцветного минерала биотита, а в грубопорфиroidных меланократовых рапакивиподобных разновидностях - биотита и амфибола. Мусковит чаще всего первичный магматогенный в заключительных фазах и редко - наложенный, широко развит в лейкогранитах и грейзенизированных разновидностях. В порфиroidных разновидностях размеры порфиroidных выделений микроклина от 0,5 см до 4 см, количество вкрапленников изменяется от единичных зерен до 35-40 %. Порфиroidные кварц-плагиоклазовые породы содержат около 20% крупных (от 1 до 2-3 см) вкрапленников олигоклаза (№ 20-25), замещающегося мусковитом и клиноцоизитом. Основная масса состоит из зерен (около 1 мм) кварца (35%) и альбита (40%). В качестве аксессуаров присутствуют ильменит, циркон, апатит. Представительные анализы указанных фаз приведены в табл. 28.

Таблица 28

## Представительные анализы гранитоидов Тургенигольского массива

Оксиды, %, элементы, г/т, Ag – мг/т	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	71,8	71,5	75,7	75,2	76,7	77,0	76,3
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,62	0,22	0,24	0,03	0,05	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,51	13,15	13,1	12,92	13,8	12,1	13,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	3,51	4,65	1,7	2,10	0,94	2,41	0,95
MnO	0,06	0,05	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01
MgO	0,57	0,61	0,24	0,20	0,03	0,05	0,02
CaO	1,63	1,72	1,03	1,05	0,22	0,20	0,15
Na <sub>2</sub> O	2,55	2,94	3,15	2,70	3,61	3,32	3,65
K <sub>2</sub> O	5,16	4,87	4,92	5,18	4,51	4,66	4,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,11	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05
Be	5,1	5,2	5,4	5,5	5,6	5,6	5,5
Li	22	24	23	24	30	35	33
Sn	3,8	4,0	5,0	5,1	6,1	6,5	6,3
Cs	4,8	5,0	5,3	5,5	7,3	8,1	7,5
Cr	40,2	34,6	28,4	122,0	19,9	13,7	19,9
V	30,8	36,8	10,0	12,7	2,5	5,48	2,5
Ni	3	4	3	5	4	3	2
Co	1	2	2	5	3	2	2
Sc	5,5	6,0	5,8	6,2	7,3	9,2	8,0
Cu	4	6	5	11	10	15	12
Pb	11,9	11,3	19,9	8,34	12,9	13,0	12,9
Zn	17	19	18	22	27	32	31
Rb	218	208	356	219	580	612	580
Ba	453	301	221	539	265	21,7	265
Sr	86,7	113	35,4	56,8	67,7	15,7	67,7
Nb	22,5	23,2	16,8	21,7	73,9	32,5	73,9
Ta	1,35	1,47	2,05	1,72	17,9	4,65	17,9
Zr	422	479	126	200	63,4	110	63,4
Hf	11,7	12,5	5,04	6,57	6,43	5,59	6,43
W	3,1	4,0	4,6	5,0	6,0	6,3	5,8
Y	62,3	72,8	11	64,9	13,9	61,0	13,9
Th	25,9	19,4	32,6	31,3	15,5	45,5	15,5
U	5,15	2,49	9,75	6,48	4,07	18,2	4,07
La	68,4	35,2	41,7	79,0	15,9	36,3	15,9
Ce	138	94,6	101	157	39,9	88,7	39,9
Pr	15,4	10,3	12,2	17,7	5,71	10,3	5,71
Nd	55,2	40,9	43,8	60,9	16,0	32,7	16,0
Sm	11,4	9,91	11,4	11,9	4,69	7,86	4,69
Eu	1,3	0,96	0,33	0,78	0,16	0,05	0,16
Gd	11,0	10,4	13,1	11,6	3,17	8,04	3,17



Tb	1,75	1,89	2,44	1,74	0,87	1,67	0,87
Dy	10,3	11,6	17,5	10,4	5,99	10,1	5,99
Ho	2,18	2,38	3,83	2,19	1,25	2,16	1,25
Er	6,42	7,36	11,3	6,47	4,51	7,16	4,51
Tm	0,92	1,07	1,78	0,99	1,21	1,22	1,21
Yb	6,09	6,82	11,6	6,67	9,38	8,61	9,38
Lu	0,88	1,04	1,52	1,0	1,2	1,13	1,2
Ag	40	39	50	52	95	89	98
U/Th	0,2	0,13	0,3	0,21	0,26	0,4	0,25
(La/Yb) <sub>N</sub>	7,41	3,4	2,37	7,82	1,12	2,78	1,1
A/CNK	1,05	0,98	1,06	1,1	1,26	1,11	1,26

Примечание. Анализы выполнены в Лаборатории СО РАН (г. Новосибирск). 1-2 – Граниты порфировидные амфибол-биотитовые; 3-4 – лейкограниты биотитовые, 5-7 – двуслюдяные лейкограниты.  $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ . Элементы нормированы относительно хондрита по [Anders, Greevesse, 1989].

Уран-ториевое отношение в породах составляет менее 1 и указывает на не изменённый характер анализируемых пород (табл. 1). В них в повышенных концентрациях отмечаются Rb, Cs, W, Nb, Hf, Sc, U, Th и в пониженных – Li, Sr, Ba, Pb, Zn, Ni, Co, Cu. Отношение лёгких к тяжёлым редкоземельным элементам (РЗЭ) сильно изменчивы и варьируют от 1,1 до 7,82, что указывает на весьма разный тип дифференциации РЗЭ.

Породные типы Тургенигольского массива классифицируются как метапериалюминиевые и высокожелезистые (рис. 46).

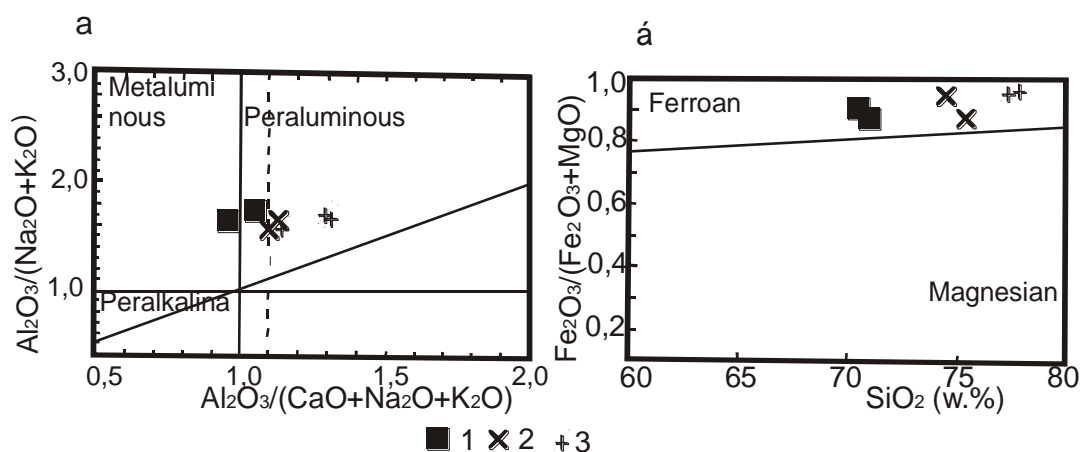


Рис. 46. а- диаграмма  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$  по [Maniar, Piccoli, 1989] и б – диаграмма  $SiO_2 - Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$  по [Villaseca et al., 1998] для пород Тургенигольского массива

1- граниты порфировидные амфибол-биотитовые, 2- лейкограниты биотитовые. 3- двуслюдяные лейкограниты.

На экспериментальных диаграммах по плавлению различных источников

породы массива попадают в различные поля (рис. 47).

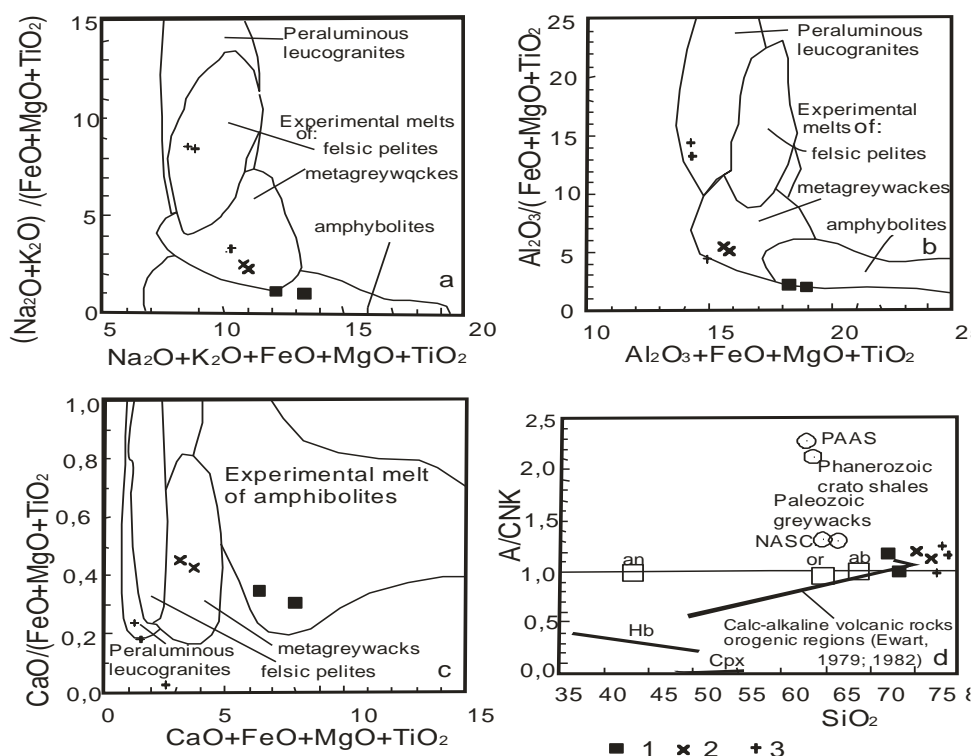


Рис. 47. (а), (b), (с) – диаграммы композиционных экспериментальных расплавов из плавления фельзических пелитов (мусковитовых сланцев), метаграувакк и амфиболитов по [Patino, 1999] для пород Тургенигольского массива; (d) – диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{A/CNK}$  для пород Тургенигольского массива. Тренд известково-щелочного фракционирования вулканических пород орогенных регионов по [Ewart, 1979; Ewart, 1982]. А-  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CNK – Сумма  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Условные обозначения те же, что на рис. 46.

Породы ранней фазы попадают в поле плавления амфиболитов, биотитовые лейкограниты - в поле плавления граувакк, а заключительные двуслюдяные лейкограниты – в поле плавления пералюминиевых лейкогранитов (рис. 47).

Все породы Тургенигольского массива располагаются на максимуме степени известково-щелочного фракционирования ортоклаза и альбита. Экспериментально установлено, что этой ситуации могут отвечать: уменьшение щёлочности в процессе взаимодействия вода-породы или небольшая степень ассимиляции пелитов, которые и будут легко увеличивать показатель  $\text{A/CNK}$ . Вероятно, ассимиляция пелитов и имела место для всех дифференциатов глубинного очага, сформировавшего породы Тургенигольского массива (рис. 47, d).

Соотношение  $\text{La/Nb}$  и  $\text{Ce/Y}$  в породах подтверждает этот вывод. На диаграмме виден разброс фигуративных точек, указывающих на то, что генерация пород массива

происходила в результате плавления мантийного субстрата и смешение с коровым материалом (рис. 48).

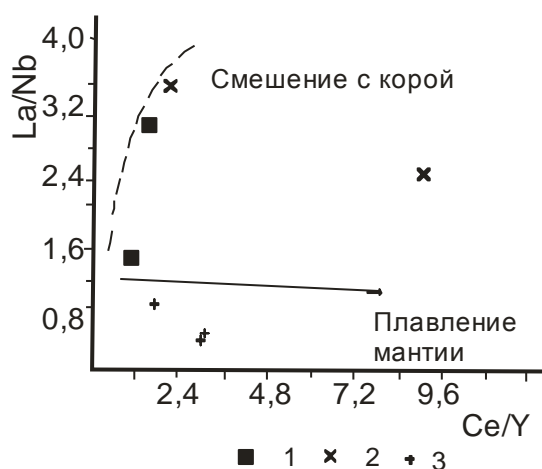


Рис. 48. Диаграмма соотношений  $Ce/Y - La/Nb$  для пород Тургенигольского массива

Условные обозначения те же, что на рис. 44.

Проведены расчеты значений тетрадного эффекта фракционирования (ТЭФ) РЗЭ для пород массива. Значения ТЭФ и некоторые отношения элементов сведены в табл. 28.

Таблица 28

Отношения элементов и значения тетрадного эффекта фракционирования (ТЭФ) РЗЭ в породах Тургенигольского массива

Отношения элементов и значения ТЭФ	1	2	3	4	5	6	7	Отношения в хондритах
Y/Ho	28,6	30,6	2,9	29,6	11,1	28,2	11,0	29,0
Zr/Hf	36,1	38,3	25,0	30,4	9,9	19,7	9,8	36,0
La/Nb	3,04	1,52	2,48	3,64	0,21	1,11	0,22	30,75
La/Ta	50,7	23,9	20,3	0,15	0,89	7,8	0,9	17,57
Sr/Eu	66,7	117,7	107,3	72,8	423,1	314	423	100,5
Eu/Eu*	0,35	0,29	0,08	0,2	0,12	0,019	0,12	0,32
Sr/Y	1,4	1,55	3,2	0,87	4,9	0,26	4,87	4,62
TE <sub>1,3</sub>	1,0	1,09	1,08	0,98	1,28	1,14	1,29	-

Примечание. TE<sub>1,3</sub> – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ (среднее между

первой и третьей тетрадами) по В. Ирбер [Irber, 1999];  $Eu^* = (Sm_N + Gd_N) / 2$ . Значения в хондритах приняты по [Anders, Greeves, 1989].

Значения ТЭФ РЗЭ варьируют от 0,98 до 1,29. Значимые величины ТЭФ, превышающие 1,1, указывают на тетрадный эффект фракционирования М- типа. Отношения элементов в породах Тургенигольского массива сильно варьируют и имеют величины и ниже, и выше хондритовых значений. Исключение составляет отношение Sr/Y, имеющее во всех случаях величины ниже хондритовых и относится к низко Sr/Y разновидностям гранитов.

На диаграмме Y/No –  $TE_{1,3}$  видно, что с уменьшением величины отношения Y/No от хондритовых значений происходит увеличение ТЭФ РЗЭ М – типа (рис. 49).

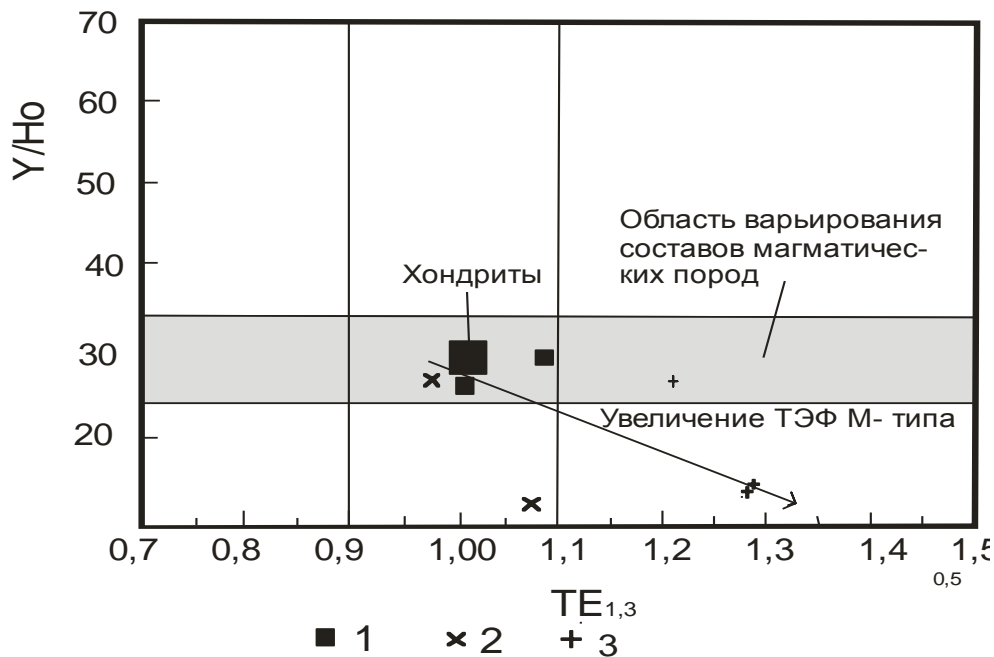


Рис. 49. Диаграмма Y/No –  $TE_{1,3}$  для пород Тургенигольского массива  
Условные обозначения те же, что на рис. 47.

На диаграмме Ag –  $TE_{1,3}$  в породах проявлен тренд увеличения концентраций серебра с увеличением значений ТЭФ РЗЭ М- типа (рис. 50).

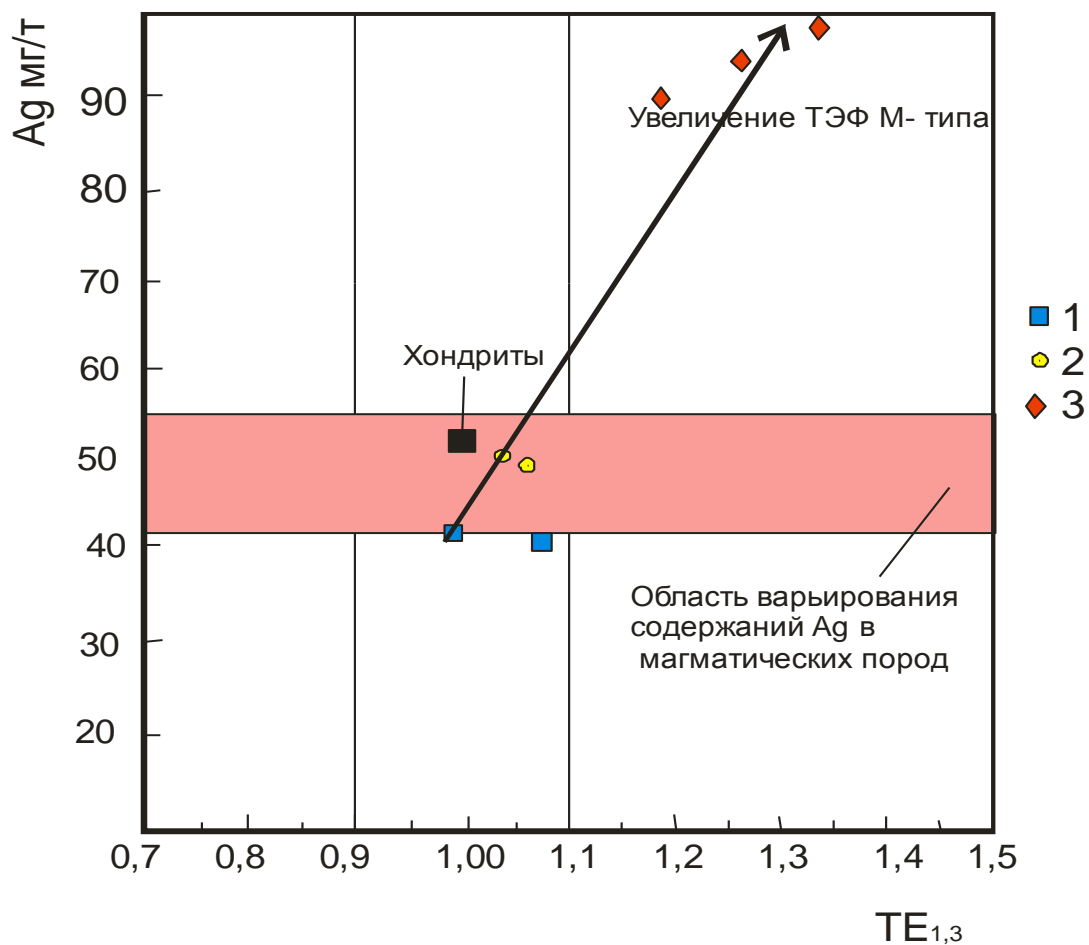


Рис. 50. Диаграмма Ag – TE<sub>1,3</sub> для пород Тургенигольского массива (составлена автором)

Концентрации серебра в изверженных породах по [Виноградов, 1962].

1- граниты порфировидные амфибол-биотитовые, 2- лейкограниты биотитовые. 3- двуслюдяные лейкограниты.

Самые высокие концентрации серебра, как и величины ТЭФ РЗЭ М – типа свойственны двуслюдяным лейкогранитам.

*Интерпретация результатов.* Приведенные данные показывают, что породы Тургенигольского массива формировались в результате мантийно-корового взаимодействия – плавление мантийного субстрата и смешение с коровым материалом по типу ассимиляции пелитовых пород, возможно черносланцевых образований средне-девонского возраста [Гусев, Коробейников, 2010; Гусев, 2009]. Такая ассимиляция черносланцевых метапелитов нередко приводит к сильной редуцированности и восстановленности среды магмогенерации [Гусев, Гусев, Красова, 2012]. Сравнение с эспеиментальными данными позволяют заключить, что источником расплавов были амфиболиты и граувакки, а для самых поздних сильно

эволюционированных двуслюдяных лейкогранитов – пералюминиевые лейкограниты. Гранитоиды Тургенигольского массива, как и Юстыдский массив, относятся к  $A_2$  – типу гранитоидов, связанных с плюмтектоникой. В породах Тургенигольского массива проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М- типа. Его проявление обусловлено обогащённостью магматогенных флюидов летучими компонентами (F, В, Р), которые нередко образуют комплексные соединения с Ag и РЗЭ и трансформируют соотношение редких земель в сильно эволюционированных гранитоидах. Вероятно, магматогенные флюиды двуслюдяных лейкогранитов и селекционировали серебро из конечных расплавов, поставляя его в гидротермальные растворы.

Таким образом, гранитоиды Тургенигольского массива относятся к анорогенным гранитоидам, формировавшимся в результате мантийно-корового взаимодействия, связанным с функционированием Сибирского суперплюма. В породах проявлен ТЭФ РЗЭ М - типа, обусловленный активностью летучих компонентов с образованием комплексных соединений.

Центральная часть месторождения детально изучена с помощью канав, а на глубину более 500 м четырьмя горизонтами штолен и буровыми скважинами. На месторождении выделено 11 рудных тел жиллообразной формы северо-восточного ( $40 - 80^\circ$ ) простираения и крутого юго-восточного падения. Мощность рудных тел колеблется от 1,04 до 6,8 м, в раздувах достигает 16 м, в среднем составляет 2,62 м. Протяженность тел по простираению 208 - 900 м, большинство их не оконтурено на флангах, по падению прослежены на 200 - 400 м.

В рудных телах выделяются рудные и морфологические «столбы», обусловленные увеличением содержаний серебра, попутных компонентов и мощностей в 2 - 3 раза по сравнению со средним. Содержания серебра в рудных столбах составляют от 900 - 1900 г/т до 3800 г/т, висмута 0,1 - 0,757%, меди до 7,2%, сурьмы до 3,53%. Предполагаемое склонение столбов юго-западное под углами  $65-80^\circ$ . Оруденение выдержано по падению, каких-либо изменений минерального состава руд, содержаний полезных компонентов и продуктивности рудных тел в интервале глубин 0 - 500 м не установлено.

Главным полезным компонентом руд является серебро (86% извлекаемой стоимости), попутными компонентами второй группы являются висмут (4%), сурьма (5,4%) и медь (4,6%). Между содержаниями всех полезных компонентов, а также массой руды и содержанием рудных минералов существует тесная положительная корреляционная зависимость, обусловленная минеральным составом руд. Медь, сурьма

и висмут входят в состав главных рудных минералов месторождения - тетраэдрита, халькопирита и халькостибита, а серебро и висмут присутствуют в этих минералах изоморфно или в виде микровключений собственных минералов (самородные серебро и висмут, аргентит и висмутин).

Рудные тела сложены тремя природными (морфологическими) типами руд: жильным, брекчиевым и штокверковым, главным среди которых является жильный тип, содержащий до 83% запасов серебра и попутных компонентов.

Руды характеризуются типоморфным минеральным составом, среди рудных минералов преобладают сульфосоли и сульфиды: серебросодержащий тетраэдрит, халькопирит, халькостибит; в подчиненном количестве встречаются пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, самородные серебро, висмут и медь, висмутин, халькозин, ковеллин, эмплектит, аргентит, прустит, пирсеит, цинкенил, буланжерит, бурнонит, хоробетсуит, зелигманит, теннантит, энаргит, гудмундит и другие (рис. 4.6).

Содержание рудных минералов в среднем составляет 5 - 15%, иногда достигает 70 - 90%. Примечательно, что довольно редкий в природе минерал халькостибит встречается в рудах зоны II в виде пластинчатых кристаллов размером до 10 см в поперечнике. Текстуры руд вкрапленные, полосчато-вкрапленные, прожилковые, брекчиевые; структуры средне-крупнозернистые.

В процессе формирования руд и околорудных метасоматитов на месторождении отчетливо выделяются два этапа минералообразования: ранний и поздний, подразделяющиеся первый на две, а второй на три стадии. Ранний этап охватывает период формирования кварц-турмалиновых метасоматитов и наложенной на них кварц-сульфидной минерализации, парагенетически связанных со становлением Тургенигольского массива нижнекамен-ноугольных гранитов. Кварц-сульфидная стадия несет рудную пирит-арсенопиритовую и оловяную касситеритовую минерализацию.

Поздний этап отделен от раннего внедрением двух комплексов даек основного (теректинский) и щелочного (чуйский) составов, а также воздыманием и частичной денудацией надинтрузивных зон массивов юстыдского комплекса (табл.4.3). В левобережье реки Карагай Н.П.Бедаревым описаны конгломераты нижнеюрского возраста (определение В.Я.Гутака), в которых среди преобладающих галек серо-темноцветных песчаников и алевролитов встречаются их ороговикованные разности, роговики и кварц-турмалиновые метасоматиты подобные развитым на месторождениях каракульского типа. Конгломератовая толща, к тому же пересекается

широтными разломами, сопровождаемыми аргиллизацией, омарганцеванием и жильной сидеритовой минерализацией.

Поздний этап рудообразования подразделяется на три стадии: предрудную - кварц-сульфидную (пирит, арсенопирит); продуктивную - сидерит-сульфосольную - и пострудную - кварцевую. Рудообразование в главную рудную стадию протекало в условиях низких ( $< 300^{\circ}\text{C}$ ) температур, при высокой концентрации (10 - 40%) в растворах солей, среди которых преобладали хлориды Na и K, а главным компонентом газовой фазы являлась углекислота (Борисенко, 1992).

Запасы категорий  $C_1+C_2$  и прогнозные ресурсы категорий  $P_1+P_2$  серебра по месторождению составляют 7370 т, висмута - 11,4 тыс.т, сурьмы - 101 тыс.т, меди 227 тыс.т (табл. 4.5).

Несмотря на существенное ухудшение конъюнктуры серебра, происшедшее в 90-е годы, промышленная значимость месторождения Асхатин не уменьшается, оно является крупнейшим сереброрудным месторождением Монголии. Показательно сравнение масштаба месторождения с золоторудными объектами путем перевода запасов, ресурсов и содержаний серебра по соотношению цен золота и серебра (65:1) на мировом рынке в аналогичные показатели по золоту. В этом случае месторождение Асхатин эквивалентно месторождению с за

пасами и ресурсами золота более 100 т при среднем содержании золота 5 г/т, достигающем в рудных столбах 14 - 20 г/т, при этом запасы превышают 30 т.

Типы руд Озерно-Асхатинского рудного поля. Руды Озерно-Асхатинского рудного поля характеризуются весьма сложным минеральным составом, в них установлено более 60 минералов. Главными рудными минералами являются тетраэдрит, халькостибит, бурнонит, халькопирит, пирит, арсенопирит, цинкениит, гудмундит. В пределах рудного поля развиты руды сидерит-сульфосольного типа, которые подразделяются на пять минеральных сортов руд отличающихся по составу и содержанию рудных минералов и компонентов: тетраэдри- товый, халькостибит-тетраэдритовый, цинкениитовый, бурнонит-тетраэдритовый и галенит-бурнонитовый.

В различных участках руды заметно отличаются по минеральному составу при этом с юго-запада рудного поля на северо-восток происходит закономерная смена преобладающих рудных минеральных ассоциаций: южный фланг Озерного месторождения --галенит-бурнонитовая; Озерное месторождение – бурнонит-тетраэдритовая; рудное тело 1 – джемсонит-цинкениитовая; участок Пограничный тетраэдрит-гудмундит-джемсонитовая; западная часть Асхатина халькостибит-



тетраэдритовая; центральная часть Асхатина халькопирит-тетраэдритовая. В этом же направлении в халькостибите увеличивается содержание висмута с 1-2% до 12 %. Минеральный состав руд детально изучен с широким применением микрозондового анализа в Лаборатории эндогенных рудных процессов ИГ СО АН СССР [Павлова и др., 1987].

Оценка прогнозных ресурсов российской части Озерно-Асхатинского рудного поля. По результатам поисковых работ 1971-74 гг прогнозные ресурсы «Озерной рудной зоны» до глубины 500 м составили серебра 14,1 тыс.т, сурьмы 100 тыс.т, свинца 374 тыс.т (Соковых, 1974ф).

В процессе работ 1981-1987 гг в пределах российской части рудного поля маршрутами выделены и откартированы 10 рудоносных зон общей протяженностью около 40 км. В пределах зон выделены рудные тела и рудные интервалы представленные сидеритовыми жилами и линейными штокверками с серебросодержащей сидерит-сульфосольной минерализацией. Вертикальный размах оруденения имеющего столбообразный характер превышает на каждом из участков 500 м, а по рудному полю более 1000 м. По результатам работ на участках Озерный, Пограничный и в рудном поле произведена оценка запасов категории  $C_2$  и прогнозных ресурсов категорий  $P_1$  и  $P_2$  Озерного рудного поля, которые составили: руды – 9989 тыс.т; серебра – 1828 т; серебра условного 2967 т; свинца – 49,2 тыс.т; сурьмы – 27 тыс.т; меди – 25 тыс.т; висмута – 3,3 тыс.т. Кроме того на участках Озерный Северный и Усть-Пограничный по геофизическим данным оценены прогнозные ресурсы серебра категории  $P_2$  в количестве 1125 т, которые вследствие недостаточности подтверждающих геологических данных следовало классифицировать по категории  $P_3$ . В дальнейшем эти ресурсы нами не учитываются.

Подсчет запасов и оценка ресурсов серебра и попутных компонентов производились в контурах рудных тел, оконтуренных по серебру условному при следующих параметрах оценочных кондиций:

- минимальное промышленное содержание условного серебра применяемого как к отдельному рудному пересечению, так и к подсчетному блоку - 110 г/т;
- бортовое содержание условного серебра – 70 г/т;
- минимальный метрограмм для условного серебра – 88 г/т;

– максимальная мощность пустых пород и некондиционных руд, включаемых в подсчет запасов – 2,0 м;

– коэффициенты перевода попутных компонентов в условное серебро ( в г/т за 1% содержания) - свинец – 90, медь – 109, висмут – 242, сурьма – 30.

Оценка прогнозных ресурсов категорий  $P_1$  и  $P_2$  по российской части рудного поля проведена нами с учетом следующих установленных закономерностей локализации оруденения:

1. Рудоконтролирующие структуры – минерализованные зоны, характеризуются большой протяженностью и выдержанностью как по простиранию, так и по падению. Прослеженная длина отдельных зон по простиранию достигает 15 км, суммарная протяженность минерализованных зон в пределах российской территории составляет 40 км, а вертикальный размах вскрытый эрозией превышает 900 м (3400 – 2500 м).

2. Установленный вертикальный размах оруденения в пределах Озерно-Асхатинского рудного поля превышает 800 м. Рудные тела с промышленными параметрами вскрыты горными выработками на абсолютных отметках от 2550 м (месторождение Озерное) до 3350 м (участок Пограничный). На месторождении Асхатин рудное тело № 1 вскрыто по падению на 400 м без каких-либо признаков выклинивания. Распределение оруденения в рудных тела имеет столбообразный характер, выделяются как морфологические столбы, так и концентрационные, имеющие протяженность на глубину сопоставимую с длиной по простиранию.

Учитывая, что запасы и ресурсы по месторождению Озерному и участку Пограничный апробированы в ПГО «ЗАПСИБГЕОЛОГИЯ» при утверждении соответствующих отчетов (Авдюков, 1985ф, 1987ф) в расчете запасов и ресурсов руды объемная масса руды изменена с принятой 3,0 на измеренную 3,3 с соответствующими поправками запасов и ресурсов металлов.

Ресурсы категории  $P_1$  выделены в рудной зоне II на гребне водораздела р.Кара-Оюк- рч.Пограничный, где с поверхности канавами вскрыто через 20-40 м рудное тело I протяженностью 320 м, которое при оценке ресурсов в 1987 г. (Говердовский, 1987ф) искусственно расчленено на три части. Нами эта часть зоны оценивается как единое рудное тело I, имеющее два некондиционных по содержанию серебра и мощности участка, ввиду чего при оценке ресурсов вводится коэффициент рудоносности. Коэффициент рудоносности составляющий по данному телу 0,81 рассчитан как отношение кондиционной длины (260 м) рудного тела к общей его длине (320 м). Учитывая столбообразный характер распределения оруденения, глубина оценки

ресурсов категории  $P_1$  по рудному телу 1 принята 300 м. Параметры оценки ресурсов категории  $P_2$  определены следующим образом :

- средняя мощность по рудным зонам расположенным в междуречье рр.Юстыд – Кара-Оюк (восточный фланг Озерного месторождения) принята равной средневзвешенной мощности рудных тел всех категорий по месторождению Озерному;

- средняя мощность по рудным зонам расположенным между р.Кара-Оюк и Госграницей (восточный фланг Озерного рудного поля) принята средней мощности рудных тел участка Пограничный и рудного тела 1 рудной зоны II, классифицированных по категории  $P_1$ ;

- средние содержания серебра и серебра условного по рудным зонам расположенным на восточном фланге Озерного месторождения приняты равными средним содержаниям серебра и серебра условного по месторождению Озерному по всем категориям, по рудным зонам расположенным между р. Кара-Оюк и Госграницей содержания приняты равными средним содержаниям серебра и серебра условного по детально изученным горными выработками рудным телам участка Пограничного и рудного тела 1 рудной зоны II;

- длина оруденелых интервалов зон принята на основании прослеживания рудных зон поисковыми маршрутами и результатов геохимического опробования, по которым установлены высокие содержания серебра, как правило 100 г/т и более, и попутных компонентов позволяющие предполагать здесь наличие рудных тел (рудные зоны V, VI, VIII, IX, X, северо-восточные фланги зоны I), длина рудных интервалов зон измерена геологическим методом;

- глубина подсчета прогнозных ресурсов категории  $P_2$  определялась на основании вышеизложенных структурно-геологических предпосылок и составила по наиболее протяженным рудным зонам - 500 м, по остальным – 300 - 400 м;

- с целью учета линзообразного характера распределения рудных тел в рудных зонах к ресурсам категории  $P_2$  принят понижающий коэффициент рудоносности – 0,35.

Оценка ресурсов категорий  $P_1$  и  $P_2$  руды, серебра и серебра условного по Озерному рудному полю (русская часть Озерно-Асхатинского рудного поля) выполнена по рудным зонам I, V, VI, VIII, IX, X.

*Рудная зона I* совпадает с главной разрывной структурой рудного поля – Озерным разломом, прослежена от месторождения Озерного до месторождения Асхатин, где имеет номер III. Протяженность зоны на российской территории 8,3 км, на участках Озерном и Пограничном она вскрыта канавами, в промежутках между

участками прослежена маршрутами и одиночными канавами. В северо-восточном направлении от месторождения Озерного несколько ветвей зоны на протяжении 1,9 км вскрыты единичными канавами и прослежены поисковыми маршрутами. По данным опробования здесь установлены повышенные содержания се ребра 30,2 – 240,9 г/т, 1259 и более 1000 г/т, меди 1%, сурьмы 1%, висмута 0,1%. При оценке ресурсов длина оруденелой части зоны (блок 1-I-P<sub>2</sub>) принята равной 1800 м.

*Рудная зона V* прослежена маршрутами на протяжении 1500 м по северному склону выс.отм. 3464,8 в 500-800 м северо-западнее рудной зоны III, имеет несколько ветвей. В зоне по результатам опробования элювия и делювия выделен интервал длиной 900 м (блок 6-V-P<sub>2</sub>) с промышленными или близкими к ним содержаниями серебра (34-3998 г/т) и попутных компонентов.

*Рудная зона VI* расположена в 1200 м северо-западнее участка Пограничный, в виде двух ветвей прослежена маршрутами и единичными канавами на протяжении 700 м, длина оруденелой части в которой установлены содержания серебра 100 – 3538 г/т составляет 600 м (блок 5-VI-P<sub>2</sub>).

*Рудная зона VIII* прослежена маршрутами в 300 – 1200 м южнее рудной зоны I на протяжении 5,4 км, длина оруденелой части составляет в левобережье р.Кара-Оюк 1400 м (блок 2-VIII-P<sub>2</sub>), в правобережье на протяжении 1800 м (блок 7-VIII-P<sub>2</sub>) установлены содержания серебра от 38 до более 1000 г/т.

*Рудная зона IX* прослежена маршрутами в южной части рудного поля на протяжении 6,6 км. По данным точечного опробования выделяются интервалы рудной зоны с кондиционными и близкими к кондиционным содержаниями серебра и попутных компонентов протяженностью в левобережье р.Кара-Оюк - 2500 м (блок 4-IX-P<sub>2</sub>), в правобережье - 1600 м (блок 8-IX-P<sub>2</sub>). Зона характеризуется аномальными содержаниями серебра от 30 г/т до более 100 г/т и 711,9 г/т установленными в 11 пунктах.

*Рудная зона X* прослежена маршрутами в южной части рудного поля на протяжении 2,7 км, длина оруденелой части учитываемой при оценке ресурсов части составляет в левобережье р. Кара-Оюк 2400 м (блок 3-X-P<sub>2</sub>). Зона характеризуется аномальными содержаниями серебра 100 – 490 г/т установленными по результатам точечного опробования.

Оценка ресурсов руды, серебра и серебра условного по российской части Озерно-Асхатинского рудного поля приведена в таблице 4.4.

Суммарные запасы и ресурсы категории  $C_2+ P_1+ P_2$  по рудному полю оцениваются в 31,5 млн.т руды, 5255 т серебра, 8980 т серебра условного при содержании 167 г/т и 285 г/т, соответственно.

Прирост ресурсов относительно оценки 1987 г составляет руды – 21,7 млн.т, серебра - 3479 т, серебра условного - 6108 т, в том числе по категориям:

- категории  $P_1$  руды – 1877 тыс.т, серебра - 188 т, серебра условного - 247 т;
- категории  $P_2$  руды – 19828 тыс.т, серебра - 3291 т, серебра условного - 5861 т.

#### ***4.9. Кызыл-Чинская эпитермальная свинцово-цинковая МРМС***

В состав системы входит главный рудный объект – Кызыл-Чинское месторождение, расположенное в правом борту одноименного ручья, а также Северо-Западное проявление.

Кызыл-Чинское рудное поле выделено по наиболее концентрированной площади распространения полиметаллического оруденения, относящегося к эпитермальному типу и обнаруживающему тесную ассоциацию с флюоритом и киноварью. Околорудные изменения на Кызыл-Чинском месторождении и проявлениях представлены аргиллизитами.

Северо-Западное проявление. Участок сложен серыми известняками баратальской серии с горизонтами черных известняков, туфов основного и среднего состава и телами метасоматических кварцитов. Простираение пород северо-западное, падение на северо-восток под углом  $65-70^0$ . Полиметаллическая минерализация приурочена к зоне контакта известняков и линзообразного тела туфов вблизи их контакта с кварцитами и прослежена на 300 м. В юго-восточной части - свинцово-цинковая минерализация, в северо-западной - медно-флюоритовая., сложены галенитом, блеклыми рудами, церусситом, азуритом, смитсонитом, каолинитом, ковеллином, малахитом. В протолочках - единичные зерна киновари. По химанализам содержание свинца 0,14-9,23 %, цинка 1,14-18,85 %, меди 0,14 %, мышьяка 0,004 %. По спектральному анализу содержание ртути, бария - 0,01 - 0,1 %, сурьмы - 0,01 - 0,03 %, серебра - 0,003 - 0,1 %.

В геологическом строении Кызыл-Чинского месторождения принимают участие вулканогенная аксайская и терригенная кызылшинская свиты девона, разделяющимися Кызылчинской зоной смятия северо-восточного простираения, которая и предстает собой основную магмо- и рудоконтролирующую структуру. Разлом контролирует локализацию Кызыл-Чинского штока гранитоидов к востоку от которого и располагаются зоны минерализации месторождения.

*Магматизм месторождения*

Представлен штоком, сложенным гранит-порфирами и лейкогранит-порфирами и имеет площадь около 1,5 км<sup>2</sup>.

Гранит-порфиры светло-серой окраски местами с розоватым оттенком содержат до 23 % вкрапленников, представленных: 1) микроклин-пертитом около 8 % в крупных, до 1.2 см выделениях с микроклиновой решеткой и содержащих 23-35 % альбитовых пертитов замещения; 2) кварца от 2 до 6 % в ксеноморфных выделениях размером 1-2 мм и более крупных до 3мм с отчетливым идиоморфными ограничениями; 3) «свежим» бурым биотитом от 1 до 4 % в чешуйках размером 0,4-0,6 мм; 4) мусковитом в виде чешуек размерами 1-2 мм; 5) плагиоклазом № 18-23 до 11 % в зернах почти полностью замещенных основной массой. Гранофировые оторочки окружают зёрна кварца и полевого наиболее крупных выделений. Основная ткань породы состоит из относительно равнозернистого (0,2-0,6 мм) агрегата кварца (30 %), решётчатого микроклина (30 %), плагиоклаза № 15-17 (5 %) и мелкочешуйчатого мусковита (15 %). Аксессуары представлены апатитом, ильменитом, сфеном, цирконом.

Лейогранит-порфиры содержат до 40% микроклина в двух генерациях: первая - крупные (0,3-0,5 см) порфировые выделения интрателлурической фазы с многочисленными (25-32 %) альбитовыми пертитами замещения. Вторая генерация калиевого полевого шпата вместе с кислым плагиоклазом №№ 11-15, составляющим до 15 %, размещается в основной массе с размером зерен 0,4-0,8 мм. Кварц ксеноморфен с облачным погасанием составляет 30-35 % и образует крупные зерна размером 2-3 мм и более. Бурый, слабо хлоритизированный биотит (1-2 %) и мусковит (1-2 %) размещаются в основной ткани породы. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, пиритом.

Представительные анализы пород штока приведены в табл. 29.

Таблица 29

Химические составы пород Кызыл-Чинского массива (оксиды – масс.%,  
элементы – г/т)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	69,3	69,9	71,1	72,2	71,3	72,5	74,5	74,6	74,8
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,38	0,24	0,28	0,22	0,28	0,19	0,21	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,4	14,1	14,2	13,06	14,1	12,9	13,1	13,3	14,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,6	0,67	0,7	0,64	0,51	0,76	0,2	0,4	0,31
FeO	1,85	1,9	2,3	2,21	1,65	1,8	1,88	1,81	1,5

MnO	0,03	0,04	0,06	0,08	0,05	0,07	0,07	0,03	0,08
MgO	1,02	0,85	0,73	0,7	0,5	0,69	0,4	0,4	0,36
CaO	1,9	1,1	1,05	1,98	1,1	1,79	0,9	0,8	0,51
Na <sub>2</sub> O	2,56	3,3	3,4	2,96	3,4	2,4	2,9	3,1	3,6
K <sub>2</sub> O	4,0	4,6	4,3	4,35	4,8	4,2	4,4	3,9	4,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,12	0,12	0,14	0,12	0,06	0,08	0,05	0,06
Cr	12	13	15	11	10	10	5,0	6	9
V	30	24	23	21	20	18	4,5	4,2	4,1
Ni	3,6	4,1	3,6	3,4	3,1	3,5	1,4	1,3	1,5
Co	2,1	3,2	2,5	4,2	2,2	2,3	1,2	1,4	1,5
Pb	23,7	32,4	38	41	42	51	42	52	82
Cu	8,7	5,9	6,2	6,3	5,3	5,2	5,2	3,9	3,2
Zn	32,7	40	47	46	49	53	54	57	96
Mo	4,5	3,3	3,2	3,1	2,5	3,1	2,1	2,1	2,1
W	4,2	2,2	3,1	2,8	4,1	3,4	3,0	2,4	2,1
Zr	54,8	45,9	52,6	65,0	75	72	69	62	73
Ba	70	84	83	84	80,6	81,0	82,2	81,2	82,1
Ga	21	20	22	20	20	21	22	22	21
Nb	7,8	9,1	8,2	9,3	8,0	9,2	6,3	5,5	6,2
Be	5,6	6,2	5,1	5,0	6,1	5,7	4,2	5,0	3,1
Ta	1,7	1,6	2,2	2,4	2,3	3,4	2,8	2,3	2,2
Li	12,6	14	14,4	14,3	16,5	13,5	11,1	11,8	11,6
Cs	3,0	4,5	4,0	3,8	5,6	5,9	6,0	6,2	5,1
Rb	98	102	120	131	138	135	134	133	132
Sr	115	126	130	132	123	117	90	92	96
Hf	1,76	1,6	2,2	3,3	3,1	3,2	3,0	3,4	3,0
Y	13,7	15,5	14,8	19,2	20,7	13,2	14	15	13
U	8,1	8,3	8,1	7,1	9,0	10,2	14,3	9,1	8,5
Th	24,6	22,9	20,1	22	20,3	15,7	18,4	17,5	16,1
La	23,5	36,0	44,6	41,8	40,8	16,8	41,2	39,0	28,9
Ce	48,2	91,6	90,1	96,0	95,1	33,0	88,5	94,0	86,2
Pr	5,4	6,2	6,7	8,7	9,6	3,6	6,8	9,1	7,0

Nd	19,6	31,5	33,1	38,8	45,0	14,3	29,0	38,1	28,9
Sm	3,5	4,7	4,9	6,1	8,1	2,8	7,6	6,1	4,7
Eu	1,71	0,91	1,1	1,0	1,04	1,25	1,19	1,12	0,8
Gd	2,96	3,0	4,5	5,4	7,4	2,2	7,2	6,6	4,9
Tb	0,42	0,8	1,3	2,0	2,1	0,32	2,8	1,8	3,1
Dy	2,7	3,3	4,8	5,3	6,3	2,2	6,5	5,9	3,9
Ho	0,53	0,62	0,98	1,1	1,2	0,4	1,2	1,0	0,55
Er	1,65	2,0	2,4	2,02	3,13	1,	3,2	3,1	1,4
Tm	0,3	0,41	0,52	0,43	0,49	0,21	0,5	0,43	0,21
Yb	1,94	2,3	2,5	2,3	2,4	1,4	2,7	3,0	1,9
Lu	0,31	0,4	0,44	0,41	0,4	0,21	0,5	0,4	0,44
U/Th	0,33	0,36	0,4	0,32	0,44	0,65	0,78	0,52	0,53
$\epsilon\text{Nd}(t)$	-1,8	-1,9	-	-	-	-	-	-	-
$\epsilon\text{Sr}(t)$	109,5	110,2	-	-	-	-	-	-	-
$\Sigma\text{TR}$	126,4	199,2	212,7	229,8	243,8	93,8	237,2	224,6	185,9
$(\text{La}/\text{Yb})_N$	8,0	10,4	11,8	12,1	10,8	7,9	10,1	8,6	10,1
$\text{La}/\text{Sm}_N$	4,1	4,7	5,6	4,2	3,1	3,7	3,3	3,9	3,8
$\text{Eu}/\text{Eu}^*$	1,6	0,7	0,71	0,53	0,41	1,5	0,49	0,54	0,78
$\text{TE}_{1,3}$	0,99	1,15	1,1	1,24	1,17	0,98	1,29	1,23	1,75

*Примечание. Анализы выполнены: силикатный на главные компоненты химическим методом в Лаборатории Западно-Сибирского испытательного Центра (г. Новокузнецк); для микроэлементов - методом ICP-MS в лаборатории ИМГРЭ (г. Москва; изотопный состав определялся на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме в Лаборатории ИГЕМ (г. Москва); прочерк – определения не проводились. N- элементы нормированы по [Anders, Greevesse, 1995].  $\text{TE}_{1,3}$  – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ (среднее между первой и третьей тетрадами) по [Irber, 1999];  $\text{Eu}^* = (\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)/2$ . 1-6 – гранит-порфиры; 7-9- лейкогранит-порфиры.*

По химизму породы относятся к нормальной известково-щелочной серии с колебаниями суммы щелочей от 6,56 до 8,2 %. Для них характерны сравнительно не высокие концентрации таких элементов как Rb, Sr, Ba, Ni, Co, Cr, Be, Ta, Nb. В то же время породы Кызыл-Чинского штока показывают повышенные суммарные концентрации редкоземельных элементов с вариациями от 93,8 до 237,2 г/т. При этом



выявляется высокое фракционирование лёгких относительно тяжёлых редкоземельных элементов с вариациями нормализованных относительно хондрита отношений  $(La/Yb)_N$  от 7,9 до 12,1 при умеренном фракционировании лёгких относительно средних РЗЭ и вариациями отношений  $(La/Sm)_N$  от 3,1 до 5,6. Только в двух пробах гранит-порфиров наблюдается позитивная аномалия по европию (1,5 – 1,6), а во всех остальных прослеживается отрицательная аномалия (ниже хондритовых значений). Для гранит-порфиров и для лейкогранит-порфиров проявляется тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М- типа (пограничное значение 1,1) при варьировании конкретных значений от 1,15 до 1,75.

На диаграмме ТАС все разности Кызыл-Чинского штока локализируются в области известково-щелочной серии пород (рис. 51).

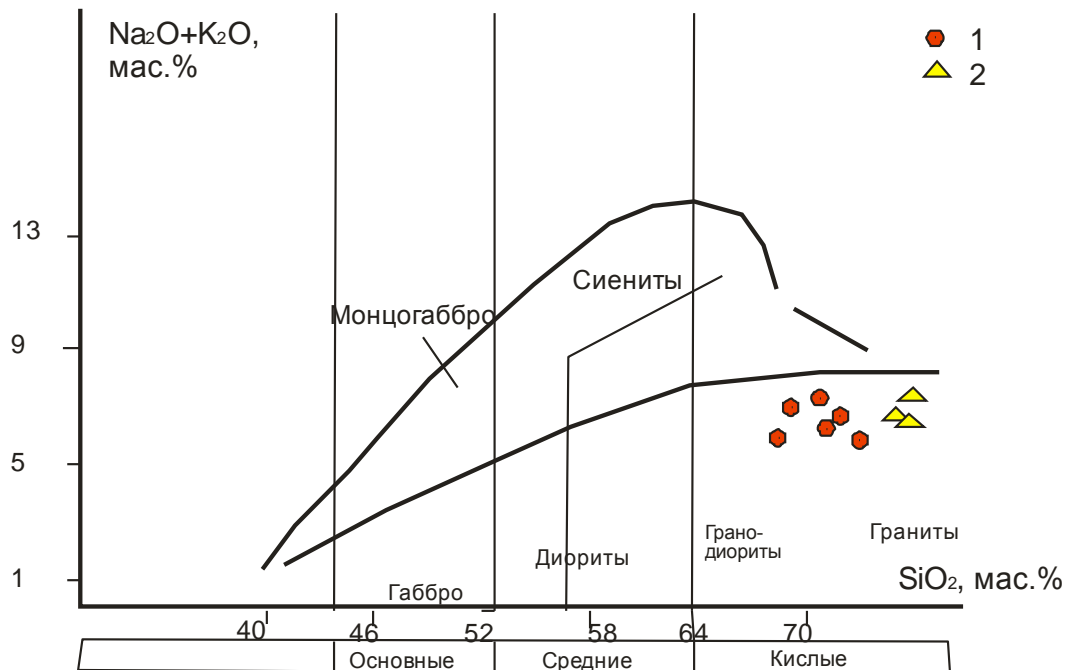


Рис. 51. Петрохимическая диаграмма диагностики горных пород в координатах  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$  для пород Кызыл-чинского штока

1- гранит-порифры, 2- лейкогранит-порфиры.

По соотношениям Nb – Y – Ce гранитоиды штока локализируются преимущественно в поле анорогенных гранитов  $A_1$  типа мантийных горячих точек и плюмов, за исключением одного анализа гранита, попадающего в поле  $A_2$  типа, характерных для пост-коллизийных обстановок (рис. 52).

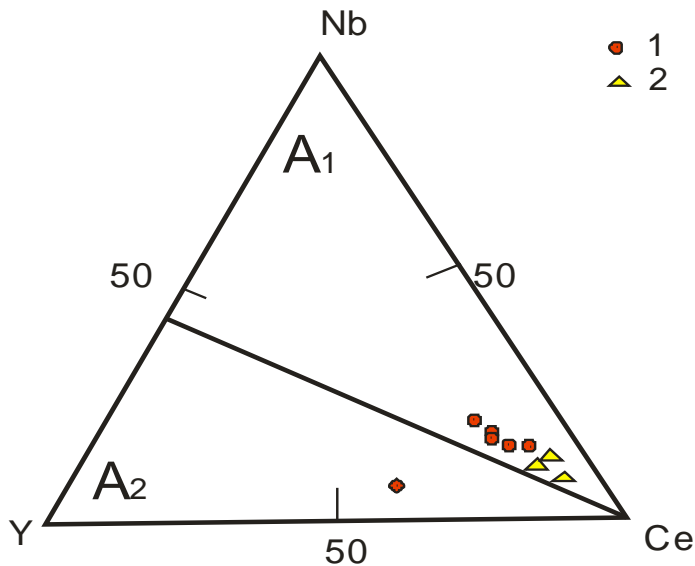


Рис. 52. Диаграмма Y – Nb – Ce для пород Кызыл-Чинского штока

Поля гранитоидов по Дж. Эбу [Eby, 1990; Eby 1992]: A<sub>1</sub> – анорогенные гранитоиды A<sub>1</sub> – типа мантийных горячих точек и плюмов; A<sub>2</sub> – анорогенные гранитоиды A<sub>2</sub> – типа постколлизийных обстановок. 1- гранит-порфиры, 2- лейкогранит-порфиры.

На диаграммах, устанавливающих принадлежность пород к степеням насыщенности алминием, а также железом и магнием породные типы Кызыл-Чинского штока следует относить к пералюминиевому типу и смешанным железисто-магнезиальным разностям (рис. 53).

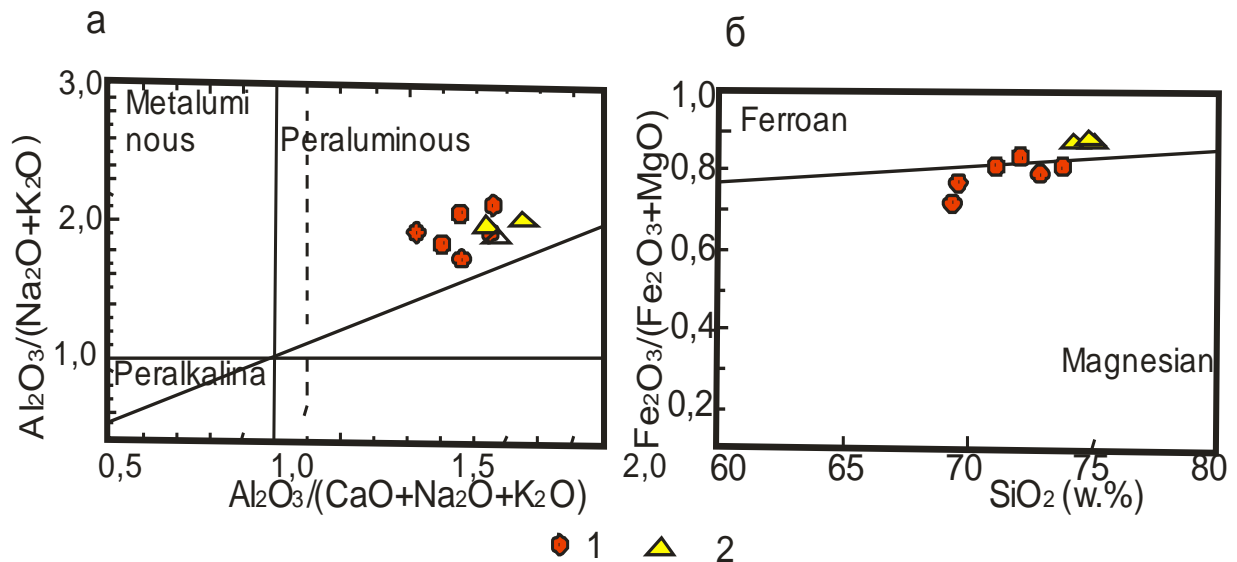


Рис. 53. а- диаграмма  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$  по [Maniar, Piccoli, 1989] и б – диаграмма  $SiO_2 - Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$  по [Villaseca et al., 1998] для пород штока

Остальные условные на рис. 52.

Следует указать, что если гранит-порфиры показывают железистую и магниальную принадлежность, то лейкогранит-порфиры – только железистую, что наиболее характерно для гранитоидов анорогенного - А-типа.

В связи с тем, что в анорогенных гранитоидах устанавливается мантийная природа представляется и возможность присутствия корового материала в анализируемых гранитоидах. Такая реконструкция участия различных источников: мантийного и корового можно установить путём изучения соотношений земельных и редких элементов в породах. К числу таких реконструкционных механизмов может служить диаграмма соотношений La/Nb и Ce/Y (рис. 54).

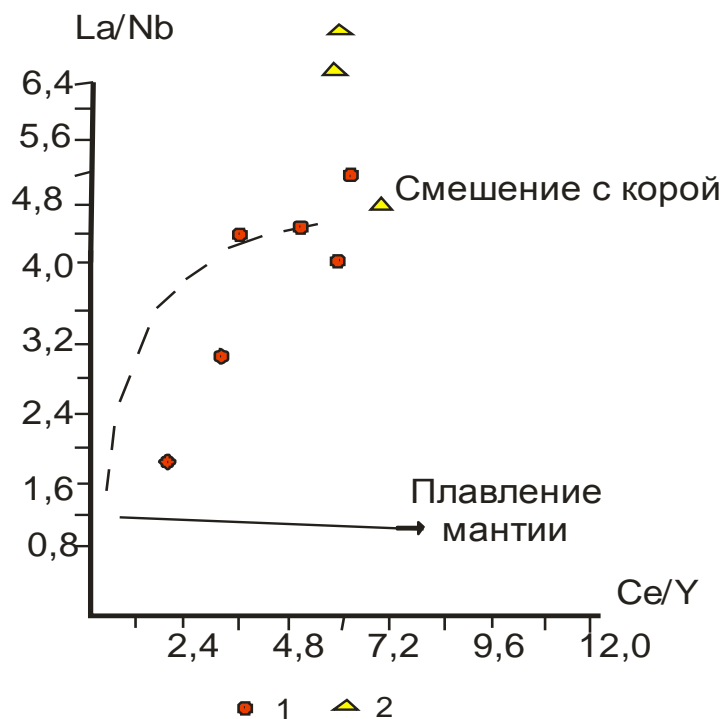


Рис. 54. Диаграмма соотношений Ce/Y – La/Nb для пород Кызыл-Чинского штока

Остальные условные обозначения те же, что на рис. 52.

На экспериментальных диаграммах, позволяющих реставрировать породы, подвергшиеся плавлению при образовании расплавов, фигуриативные точки составов породных типов Кызыл-Чинского штока локализируются в области плавления граувакков и амфиболитов (рис. 55).

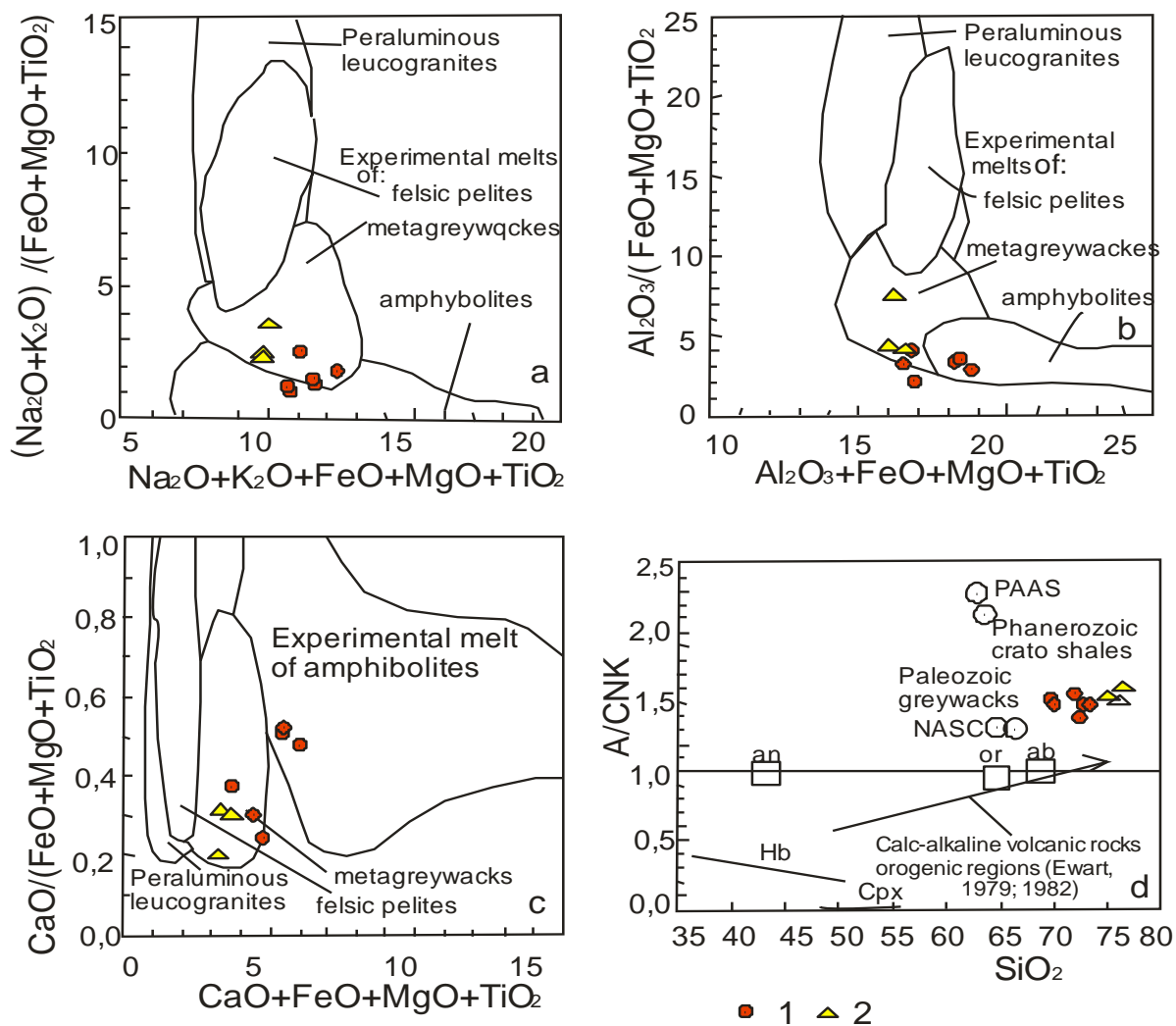


Рис. 55. Экспериментальные диаграммы плавления: (a), (b), (c) – диаграммы композиционных экспериментальных расплавов из плавления фельзических пелитов (мусковитовых сланцев), метаграувакк и амфиболитов для гранитоидов Кызыл-Чинского массива; (d) – диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{A}/\text{CNK}$  для гранитоидов Кызыл-Чинского массива. Тренд известково-щелочного фракционирования вулканических пород орогенных регионов, по [Ewart, 1979; Ewart, 1982]. A-  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CNK – Сумма  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Остальные условные те же, что на рис. 52.

Следует отметить, что составы пород Кызыл-Чинского штока располагаются между областью плавления палеозойских граувакк и палеозойских кратонных сланцев (рис. 55, d).

На основании соотношений изотопных характеристик стронция и неодима анализируемые породы попадают в область деплетированных по неодиму и обогащённых по стронцию пород (рис. 56).

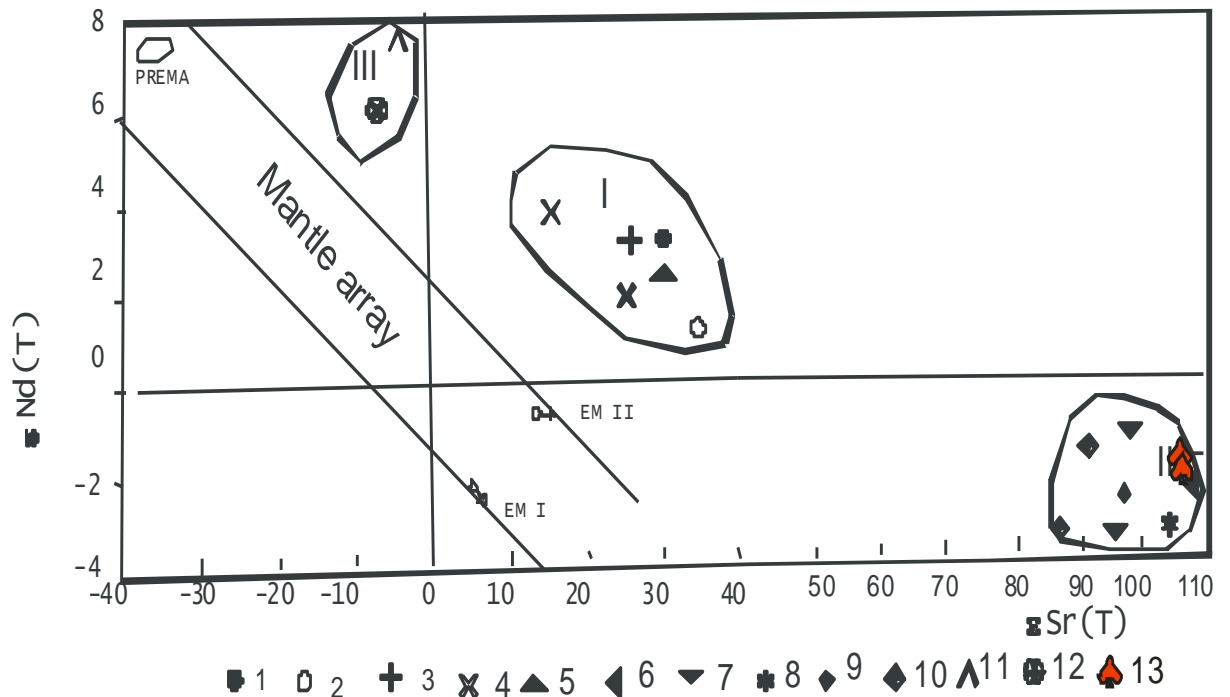


Рис. 56. Диаграмма  $\epsilon Sr(t) - \epsilon Nd(t)$  для анорогенных гранитоидов по [Гусев, Табакаева, 2015]

Типы мантии по Зиндлеру и Харту [Zindler, Hart, 1986]: EM I и EM II – обогащённая мантия типов I и II; PREMA – примитивная мантия; HIMU – мантия с высоким изотопным уран-свинцовым отношением. Поля I, II, III - подтипы анорогенных гранитоидов по степени изотопной обогащённости и деплетированности. Анорогенные гранитоиды интрузивных массивов: 1- Елиновского, 2- Казандинского, 3-Турочакского, 4- Кызылташского, 5- Майорского, 6- Алахинского (Горный Алтай); 7- Тана (Ю-З Корсика); 8 – Дзюушан (Южный Китай); 9 – Мукаджай (Северная Бразилия); 10 – Кхетри (Индия); 11- Юстыдского (Горный Алтай); 12- граниты рапакиви Субиотнийского комплекса (Швеция); 13 – гранит-порфиры Кызыл-Чинского штока (Горный Алтай).

Следует отметить, что фигуративные точки эпсионов изотопных характеристик стронция и неодима гранит-порфиров Кызыл-Чинского штока попадают в тоже поле, что и анорогенные щелочные гранитоиды Алахинского штока Горного Алтая, каоторые также имеют признаки формирования в плюмовой обстановке.

По данным А.Г. Владимирова и др. [Vladimirov, Rudnev, Kruk et, al., 2001] гранитоиды Кызыл-Чинского штока имеют раннеюрский возраст и близки по своим характеристикам к S- типу гранитов. По нашим данным гранит-порфиры следует относит к A<sub>1</sub> – типу гранитоидов.

Определение абсолютного возраста гранит-порфиров Кызыл-Чинского штока (проба 234) методом SHRIMP II уточнило цифру возраста и определила его как  $195 \pm 1,8$  млн. лет. (рис. 57).

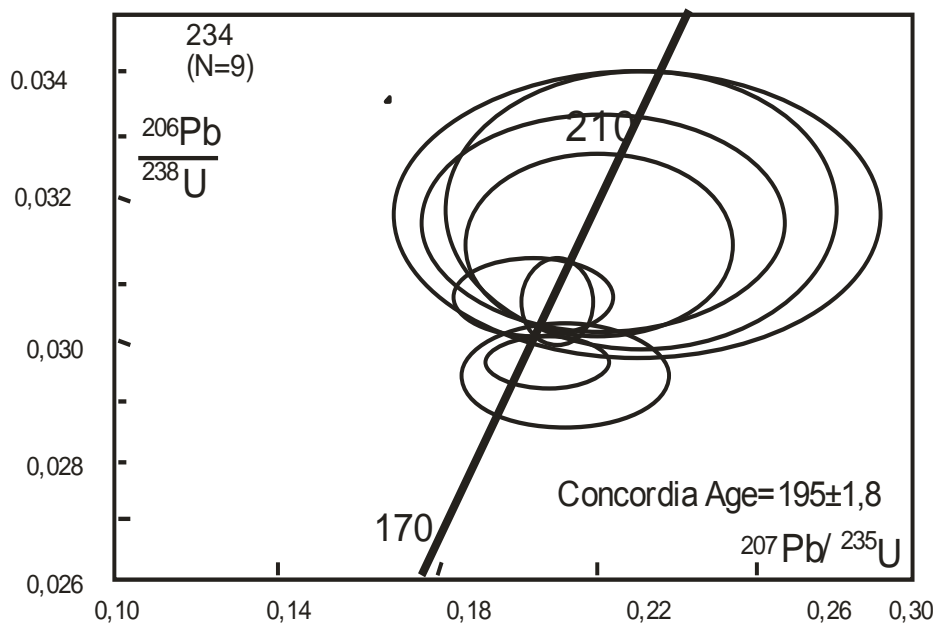


Рис. 57. Диаграммы U-Pb системы с конкордией для циркона гранит-порфира Кызыл-Чинского штока

Нами проанализировано зависимость содержаний основных рудогенных элементов в породах штока и проявления тетрадного эффекта фракционирования редкоземельных элементов (ТЭФ РЗЭ). Последний, как известно, проявлен в гранитоидах благодаря специфическому поведению летучих компонентов во флюидах.

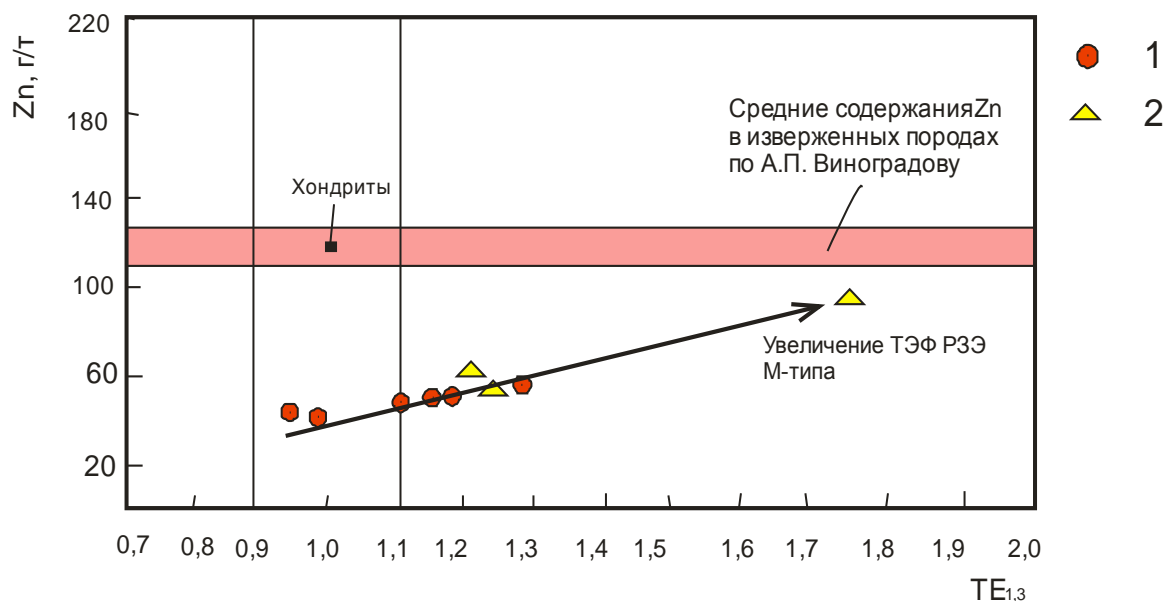


Рис. 58. Диаграмма Zn –  $TE_{1,3}$  для пород Кызыл-Чинского штока (составлена автором)

$TE_{1,3}$  – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ (среднее между первой и третьей тетрадами) по [Irber, 1999]. Розовое поле показывает концентрации цинка в магматических породах по [Виноградов, 1962]; содержания цинка в хондритах по [Wasson, Kallemeyn, 1988].

На диаграмме  $Zn - TE_{1,3}$  концентрации цинка ниже, чем в хондритах и изверженных породах и они увеличиваются с возрастанием величин ТЭФ РЗЭ М- типа (рис. 58), проявление которого связано с активностью фторидных комплексов во флюидах. Вероятно, эти комплексы селекционировали цинк из расплавов и участвовали в его переносе при формировании рудных залежей. Роль фтор-комплексов в генерации оруденения подтверждается также и тем, что в рудах присутствует и фтор-содержащий минерал – флюорит.

Для свинца такая же диаграмма несколько отличается тем, что содержания его в породах штока выше, чем в хондритах и изверженных породах и наклон тренда увеличения концентраций металла и ТЭФ РЗЭ М- типа круче, указывая на то, что для свинца фтор-комплексы играли ещё более важную роль в переносе во флюидах, чем для цинка (рис. 59).

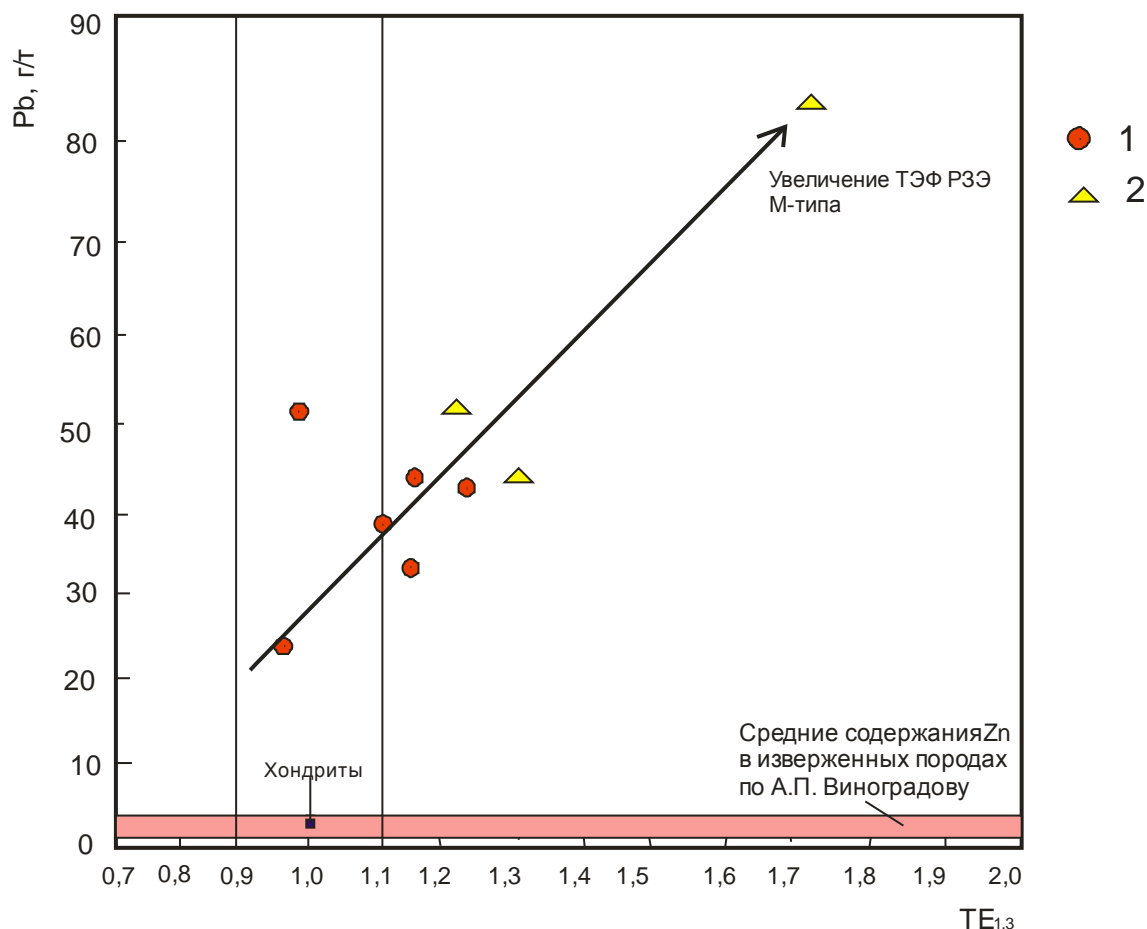


Рис. 59. Диаграмма  $Pb - TE_{1,3}$  для пород Кызыл-Чинского штока (составлена автором)

*TE<sub>1,3</sub> – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ (среднее между первой и третьей тетрадами) по [Irber, 1999]. Розовое поле показывает концентрации свинца в магматических породах по [Виноградов, 1962]; содержания свинца в хондритах по [Wasson, Kallemeyn, 1988].*

Таким образом, полученные данные указывают на геохимическую специализацию пород комплекса на свинец и цинк, которая действительно сыграла важную роль в создании промышленного оруденения.

#### *Оруденение Кызыл-Чинского месторождения*

Важнейшим структурным элементом рудного поля является зона Кызылчинского разлома, представляющая собой пучок сближенных субпараллельных и оперяющих разрывов и полосу интенсивной гидротермальной проработки, мощностью около 1 км. Морфологически разлом представляет собой крутой сброс южного падения мощностью около 1 км. На месторождении главный сместитель разлома проходит по контакту аксайской и кызылшинской свит и вмещает наиболее важную I рудную зону. Другим крупным нарушением является Аккаинский ступчатый сброс, контролирующий некоторые полиметаллические рудные тела и жилы флюорита. Месторождение представлено четырьмя рудными зонами. Наиболее значимыми являются три из них.

I рудная зона – протяженность около 1400 м при мощности от нескольких метров на флангах до 150 м центральной части. Разбита на блоки частыми поперечными разрывами системы Аккаинского сброса. Прослежена на глубину 220 – 310 м. Собственно рудная зона развита по туфогенно-терригенным образованиям. Метасоматические изменения пород представлены окварцеванием, карбонатизацией, каолинизацией, флюоритизацией, баритизацией, сульфидизацией. В ее пределах выделено 4 рудных тела линзообразной формы. Главное рудное тело расположено в восточной части рудной зоны, длина его с поверхности 270 м при средней ширине 5,4 м; на горизонте штольни изученная длина 140 м, при средней мощности 10 м. Среднее содержание с поверхности: Pb – 1,32%, Zn – 4,41%, на горизонте штольни: Pb – 1,18%, Zn – 7,23%

II рудная зона – локализована в зоне сброса, оперяющего Кызылчинский разлом. Представляет собой осветленные породы, которые тянутся в широтном направлении на 900 м с крутыми падениями в южных румбах. Из метасоматических изменений наиболее характерна каолинизация. В восточной части рудной зоны находится рудное



тело, протяженностью 220 м и средней мощностью 0,8 м (от 0,3 до 3 м), содержание Рb –4,5% (от 0,01 до 36,1%), Zn – сотые доли %, Ag от 1 до 23,6 г/т.

III рудная зона\_находится в 2 км от основных участков месторождения, рудоносность ее значительно уступает двум первым рудным зонам.

Руды представлены брекчиями чёрных кварцитов, в цементе которых наблюдаются сфалерит (до 15 %), галенит (1-5 %) и флюорит (до 5%). Реже отмечаются массивные галенит-халькопирит-сфалеритовые руды.

По текстурно-структурным взаимоотношениям и парагенетическому анализу ассоциаций минералов с учётом микроскопических исследований составлена парагенетическая схема последовательности минералообразования (рис. 60).

Минералы		1 стадия		2 стадия	3 стадия	Гиперген	
Кварц 1							
Кварц 2							
Кварц 3							
Пирит 1							
Пирит 2							
Пирротин							
Арсенопирит							
Магнетит							
Гематит							
Сидерит	Гранит-порфирь		Лейкогранит-порфиры				
Кальцит							
Хлорит							
Серицит							
Каолинит							
Галенит							
Сфалерит							
Халькопирит							
Бравойт							
Флюорит							
Ортоклаз							
Альбит							
Малахит							
Азурит							
Церрусит							
Лимонит							

*Рис. 60. Парагенетическая схема последовательности минералообразования в рудах Кызыл-Чинского месторождения*

Состав элементов-примесей изучен в некоторых минералах Кызыл-Чинского месторождения (табл. 30).

Таблица 30

**Элементы-примеси в минералах Кызыл-Чинского месторождений (г/т)**

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Be	0,4	0,34	0,16	0,14	0,15	0,17	0,1	0,2	0,12	1,9	0,28	0,11
V	9,4	5,8	25,1	31,6	3,3	3,5	2,4	2,1	3,0	3,7	4,5	5,0
Cr	5,6	2,6	3,5	2,4	1,7	1,3	2,5	2,1	2,2	2,6	46,9	13,5
Mn	17,2	20,1	13,8	15,7	4,5	5	13,6	12,1	10,7	22,8	27	18,7
Co	15,2	1,5	10,3	9,5	0,3	0,24	0,8	0,5	0,7	2,2	1,54	0,99
Ni	10,9	0,5	0,90	1,4	6,2	7,5	1,1	1,2	2,6	1,6	127,9	15,8
Cu	50,4	33,9	11,5	16,4	45	39	10,6	9,8	8,8	107,5	88	53
Zn	20,3	38,9	55,2	62,6	151	145	-	-	-	-	-	-
Rb	3,6	2,2	123	131	6,6	5,8	2,5	3,0	3,1	2,4	3,8	7,3
Sr	30,3	5,8	65,0	70	7,4	6,9	1,6	1,8	1,5	1,9	6,9	7,9
Nb	0,9	0,5	0,65	0,7	1,0	0,78	0,6	0,5	0,4	1,3	1,06	0,57
Cs	1,9	1,5	0,55	0,6	0,7	0,5	0,2	0,1	0,4	6,8	0,07	0,22
Ba	5,5	2,7	15,7	17,2	20,5	17,8	5,5	5,8	4,9	5,3	55,7	34,9
Pb	34,5	95,6	20	34	-	-	10,5	8,3	5,6	23,7	10,9	5,1
Th	0,7	0,65	0,13	0,15	0,02	0,019	0,3	0,4	0,26	0,8	0,056	0,074
La	0,9	1,4	2,52	5,6	0,45	0,22	0,22	5,6	1,2	6,8	0,28	0,37
Ce	1,7	1,6	3,51	6,8	0,61	0,34	0,4	7,5	0,5	8,1	0,45	0,67
Pr	0,2	0,23	0,33	0,7	0,027	0,045	0,06	1,3	0,31	1,4	0,052	0,088
Nd	0,7	0,65	1,30	2,5	0,12	0,22	0,31	6,8	2,3	7,0	0,26	0,35
Sm	0,3	0,35	0,35	0,67	0,03	0,04	0,2	2,2	0,5	2,3	0,19	0,08
Eu	0,04	0,03	0,19	0,24	0,01	0,01	0,03	0,12	0,09	0,13	0,02	0,02
Gd	0,03	0,05	0,37	0,77	0,02	0,03	0,1	3,8	2,2	4,1	0,06	0,06
Tb	0,05	0,06	0,08	0,12	0,001	0,001	0,12	1,0	1,4	1,1	0,01	0,01
Dy	0,31	0,4	0,39	0,8	0,023	0,025	0,07	6,1	3,2	6,3	0,051	0,056
Ho	0,08	0,09	0,08	0,12	0,002	0,003	0,02	1,5	0,4	1,7	0,011	0,01
Er	0,3	0,34	0,20	0,45	0,013	0,011	0,031	4,0	0,8	4,9	0,024	0,025
Tm	0,05	0,06	0,021	0,05	0,009	0,006	0,04	0,88	0,15	0,9	0,003	0,002

Yb	0,67	1,2	0,17	0,38	0,01	0,008	0,042	5,1	1,1	6,2	0,035	0,019
Lu	0,04	0,15	0,015	0,03	0,04	0,005	0,002	0,87	0,3	0,99	0,001	0,002
Y	5,3	3,7	8,2	15,6	0,2	0,15	0,21	20,6	10,5	29,8	0,33	0,37
Ga	0,7	0,8	0,7	1,5	12,5	11,8	23,7	22,6	23,5	145,9	151,4	35,6
Zr	10,5	5,7	3,0	3,6	2,2	1,9	3,9	3,1	2,7	3,7	5,6	6,2
Sc	4,6	4,2	4,0	4,6	3,9	4,1	5,6	4,5	3,6	9,7	5,7	7,2
Hf	0,4	0,5	0,061	0,08	0,03	0,029	0,04	0,06	0,04	0,5	0,027	0,035
Ta	0,2	0,2	0,11	0,12	0,13	0,13	0,4	0,3	0,1	0,4	0,52	0,053
Mo	4,3	9,3	0,9	1,5	0,86	0,9	1,1	0,8	0,3	2,7	1,3	0,9
Sb	6,8	4,7	3,5	6,2	43,7	45,9	3,6	4,1	2,7	45,8	43,6	44,1
Sn	3,1	4,5	4,8	5,2	2,6	4,7	4,1	2,9	2,5	7,6	6,3	6,1
W	3,2	2,7	0,19	0,3	2,4	2,1	3,8	3,3	3,1	6,8	5,8	4,6
U	0,4	0,2	0,4	0,6	0,4	0,36	0,09	0,08	0,09	54,7	0,078	0,045
Li	3,2	2,7	2,3	3,4	4,1	2,4	3,3	3,2	3,5	3,1	4,5	4,0
Ag	9,3	79,5	4,6	5,3	1700	1650	760	860	810	608,4	550	530
Bi	15,6	56,7	2,3	3,5	173	156	34	23	21	112,8	114,6	115,0
Cd	5,8	2,4	5,7	6,1	104	98,8	245	223	218	346,9	360	375
In	4,2	1,7	1,5	1,7	7,0	6,4	8,9	8,2	9,2	12,6	9,7	11,8
Ge	1,7	2,5	5,6	7,4	6,3	5,9	115	105	112	256,9	129	125
Hg	4,6	3,2	9,5	10,5	16,4	15,8	345	368	370	205,8	156	145
ΣREE	10,67	10,3	9,53	17,9	1,67	1,1	1,86	67,4	14,95	81,7	1,78	2,13
(La/Yb) <sub>N</sub>	0,87	0,77	4,41	9,7	28,6	18,4	3,5	0,72	0,72	0,72	5,23	13,0
Eu/Eu*	0,66	0,42	0,53	1,02	1,17	0,86	0,58	0,13	0,23	0,13	0,46	0,88
TE <sub>1,3</sub>	1,94	1,72	1,48	0,98	0,78	0,69	1,51	0,92	1,4	0,89	0,87	1,0

*Примечание. Анализы выполнены методами ICP-MS и ICP-AES в Лабораториях ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и ИМГРЭ (г. Москва); прочерк – определения не проводились. N-элементы нормированы по [Anders, Greevesse, 1995]. TE<sub>1,3</sub> – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ (среднее между первой и третьей тетрадами) по [Irber, 1999]; Eu\* = (Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>)/2. 1-2 пирит 1; 3-4 – флюорит; 5-6 – галенит 1 генерации; 7-9 сфалерит 2 генерации; 10-12 – сфалерит 1 генерации.*

Все минералы месторождения характеризуются низкими суммарными концентрациями редко-земельных элементов (от 1,1 до 81,7 г/т). Однако степень фракционирования лёгких относительно тяжёлых РЗЭ сильно варьирует от 0,72 до 28,6. При этом отмечается как позитивная и негативная аномалии по европию. По остальным элементам-примесям выделяются сфалерит и галенит.

В цинковой обманке наблюдаются высокие концентрации некоторых рассеянных элементов. По содержаниям галлия отмечается превышение минерального кларка (32 г/т). В сфалерите 1 генерации Кызыл-Чина, относящегося к марматиту, концентрации германия превышают ферсм этого элемента в 6 раз. Кроме того, цинковая обманка Кызыл-Чинского месторождения характеризуется самыми высокими концентрациями Hg, Cd, Bi, Ag, U, W, Sb, Sn,  $\Sigma$ REE, объясняемыми большей частью замещением цинка в тетраэдрической координации [Benedetto, Bernardini et al., 2005]. Высокие концентрации серебра и олова объясняются корреляцией этих элементов в сфалерите с изоморфизмом по схеме  $(2Ag^+Sn^{4+}) \leftrightarrow 3Zn^{2+}$  [Cook, Ciobani et al., 2009]. Необычно высокое содержание германия в сфалерите Кызыл-Чина связано с повышенной железистостью цинковой обманки этого месторождения (содержание FeS в сфалерите этого месторождения достигает 6%). Установлено, что высокая железистость сфалерита содействует инкорпорации в решётку цинковой обманки многих элементов, таких как Mn, Co, Ge и (Ag + Sb) [Yuan, Zhang, Yu et al., 2018]. Кроме того, повышенная германиеносность высоко-железистого сфалерита может объясняться особенностями сдвоенного изоморфизма по схеме  $4Zn^{2+} \leftrightarrow 2Fe^{2+} + Ge^{4+} + \square$  (где  $\square$  означает вакансию) [Yuan, Zhang, Yu et al., 2018]. Во второй генерации сфалерита концентрации германия несколько ниже.

Галенит месторождения отличается повышенными концентрациями висмута, серебра и кадмия. Для него характерно проявление ТЭФ РЗЭ W- типа, тогда как для всех остальных минералов наблюдается чаще ТЭФ РЗЭ М- типа. Это свидетельствует о меняющемся характере режима летучих компонентов во флюидах.

Площадь рудного поля 98 кв.км. Аналогом прогнозируемого оруденения может служить жильное свинцово-цинковое оруденение Садоно-Унальского рудного поля Северной Осетии на Северном Кавказе. Продуктивность по нему для свинца составляет 4,07 тыс. т/км<sup>2</sup>, для цинка – 5,45 тыс.т/км<sup>2</sup>. При коэффициенте геологического подобия 0,7 прогнозные ресурсы категории Р<sub>2</sub> свинца для Кызыл-Чинского рудного поля составят:  $QR_2 = 98 \times 4.07 \times 0.7 = 279,2$  тыс.т.; цинка:  $QR_2 = 98 \times 5,45 \times 0,7 = 373,9$  тыс.т.

#### **4.10. Тошанская золоторудная МРМС**

Жильный золото-сульфидно-кварцевый тип оруденения имеет большую практическую значимость и может давать крупные золоторудные объекты: Колар в Индии, Калгурли в Австралии [Hodgson, 1995], Зун-Холбинское (Саяны) [Гусев, Гусев,

2000] и другие. Жильный тип золото-сульфидно-кварцевого оруденения распространён в Горном Алтае в пределах Бирюлинского рудного поля, Атуркольского и Башелакского рудного узлов [Гусев, 2003; Гусев, 2010], возраст которых принят девонским. Золотое оруденение Тошанского рудного поля изучено слабо, хотя тесная связь долерит-лампрофировых даек терехтинского комплекса и жильных золоторудных объектов указывает на значительно более молодой триасовый возраст оруденения и возможность выявления и новых других типов оруденения, кроме известного жильного.

*Тошанское серебро-золоторудное поле* приурочено к южному блоку крупного Курайского разлома. Рудовмещающие породы – карбонатно-терригенные образования ташантинской свиты (D<sub>2</sub>), смятые в асимметричные складки северо-западного направления и прорванные роями даек терехтинского комплекса.

#### *Магматизм рудного поля*

Дайки представлены долеритами, габбро-диоритами и лампрофирами терехтинского комплекса (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>). Длина даек колеблется от 100 до 500 м. при мощности от 0,4 до 20 м.

Долериты и габбро-диориты представляют собой темно-зеленые мелкозернистые массивные породы офитовой или пойкилоофитовой структуры и состоят из сосюритизированного и в различной степени альбитизированного лабрадора и зонального лабрадор-битовнита (45-55%), интерстициального авгита и титан-авгита (0-40%), в различной степени псевдоморфно замещенного магнезиальной роговой обманкой (до 40%), кварца (до 10%), биотита (2-6%), титаномагнетита (4-6%), вторичных хлорита, актинолита, эпидота, лейкоксена, акцессорных сфена и апатита.

Лампрофиры представлены спессартитами, в интрателлурической фазе которых встречаются роговая обманка, реже диопсид, биотит. Основная ткань породы выполнена плагиоклазом, роговой обманкой, реже КПШ. Акцессории охватывают апатит, ильменит, пирит. По минеральному и химическому составам спессартиты относятся к шошонитовой серии лампрофиров (Rock. 1977; Rock, 1983)/

Химические составы пород приведены в табл. 31.

Таблица 31

Представительные химические составы даек терехтинского комплекса Тошанского рудного поля (оксиды в масс. %, микроэлементы в г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
------------	---	---	---	---	---	---	---	---	---

SiO <sub>2</sub>	47,7	48,92	45,55	48,99	46,88	45,39	53,5	53,61	48,19
TiO <sub>2</sub>	1,86	2,8	2,6	1,93	1,75	3,43	2,2	2,8	3,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,6	14,4	14,3	14,9	15,1	15,19	13,87	14,27	15,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,1	5,8	2,6	4,7	3,5	6,4	3,7	3,5	3,1
FeO	8,4	9,7	8,8	7,25	7,09	6,9	8,2	9,8	10,2
MnO	0,57	0,21	0,19	0,29	0,11	0,15	0,27	0,2	0,15
MgO	5,8	5,4	6,1	4,1	5,7	5,6	4,1	3,31	5,86
CaO	6,82	5,75	6,95	3,33	6,59	6,57	5,5	4,3	6,57
Na <sub>2</sub> O	3,19	3,5	1,63	3,9	3,0	3,24	3,48	3,47	3,24
K <sub>2</sub> O	0,76	0,26	1,85	1,9	2,4	0,21	0,73	0,22	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,62	0,34	0,1	0,27	0,46	1,13	0,88	0,47
La	19,4	24,1	21,2	22,5	25,7	23,5	25,7	22,8	22,7
Ce	45	56,8	45	51,1	57,8	52,2	56,3	51,7	51,1
Pr	6,8	7,6	5,84	7,7	8,1	7,9	7,8	7,40	7,6
Nd	28	34,1	26	32,3	35	32	34	31,57	32,3
Sm	6,4	7,7	6,4	6,92	8,3	6,8	7,7	7,17	6,8
Eu	2,1	2,63	2,2	2,27	2,7	2,2	2,8	2,40	2,1
Gd	6,2	7,73	6,2	7,2	8,2	6,9	7,8	7,14	7,4
Tb	0,96	1,14	0,97	1,09	1,22	1,08	1,11	1,08	1,19
Dy	5,2	5,92	5	5,51	6,5	5,6	5,6	5,61	5,4
Ho	0,91	1,08	0,88	1,2	1,05	0,99	1,03	0,99	1,02
Er	2,2	2,60	2,2	2,43	2,8	2,5	2,6	2,47	2,40
Tm	0,3	0,38	0,33	0,33	0,38	0,35	0,34	0,34	0,33
Yb	1,81	2,30	1,9	1,78	2,3	1,99	2,1	2,03	1,78
Lu	0,25	0,34	0,28	0,23	0,32	0,3	0,3	0,29	0,23
Be	1,1	1,1	1	1,21	1,3	0,96	1	1,1	0,9
Sc	24	24,0	29	21,0	29	21	25	24,71	21,1
V	287	244,0	258	305,0	311	291	283	282,71	306
Cr	437	321,0	615	68,0	170	120	56	255,29	68,00
Co	62	48,0	61	41,0	50	43	50	50,71	41,00
Ni	228	142,0	262	31,0	68	58	74	123,29	31,00
Ga	18,5	21,0	21	20,0	24	22	24	21,5	20,00
Rb	3,8	5,0	2,9	5,3	3,6	2,4	3,5	3,79	5,30
Sr	619	344,0	221	563,0	513	296	357	416,14	563,00
Y	26	28,0	24	27,0	29	28	27	27,2	27,00

Zr	234	249,0	201	268,0	263	258	268	248,71	268,00
Nb	23	25,0	21	28,0	29	27	28	25,86	28,00
Cs	1,34	0,76	0,29	0,69	0,54	0,29	0,36	0,61	0,5
Ba	117	261,0	58	102,0	121	67	75	114,43	103
Hf	5,7	6,6	5,4	6,4	6,5	6	6,8	6,2	6,4
Ta	1,36	1,74	1,31	1,63	1,85	1,66	1,85	1,63	1,5
W	0,46	8,7	1,44	0,55	0,97	0,68	1,4	2,03	1,1
Th	1,85	2,3	1,96	2,20	2,3	2,1	2,2	2,13	2,2
U	0,56	0,94	0,63	0,7	0,97	0,6	0,71	0,73	0,7
Ag	0,04	0,03	0,05	0,043	0,086	0,075	0,21	0,76	0,8
Zn	88	76	73	98	75	64	123	135	126
Cu	89	76	95	85	77	80	156	165	145
Pb	9,4	1,5	1,2	4,52	6,45	1,65	2,64	2,21	4,6
Li	16,8	22,4	21,6	8,61	15,3	50,6	21,4	22,8	8,2
Au	0,232	0,342	0,422	0,523	0,224	0,345	0,322	0,378	0,765
ΣРЗЭ	151,5	181,3	148,3	168,1	187,9	171,6	181,2	170,2	169,18
(La/Yb) <sub>N</sub>	7,1	6,9	7,3	8,1	7,2	7,6	7,9	7,4	28,2
Eu/Eu*	1,02	1,03	1,07	0,97	1,0	0,99	1,11	1,03	0,91
La/Sm	3,0	3,1	3,3	3,2	3,0	3,4	3,2	3,2	3,3
Ba/Nb	5,1	10,4	2,8	3,6	4,2	2,5	2,7	4,4	3,7
La/Nb	0,84	0,96	1,0	0,79	0,86	0,85	0,89	0,88	0,81

Примечание: 1- 6- долериты, 7-8- габбро-диориты; 9- спесспритит.

На петрохимических диаграммах составы даек терехтинского комплекса локализируются в областях пералюминиевых и магниальных серий (рис. 61).

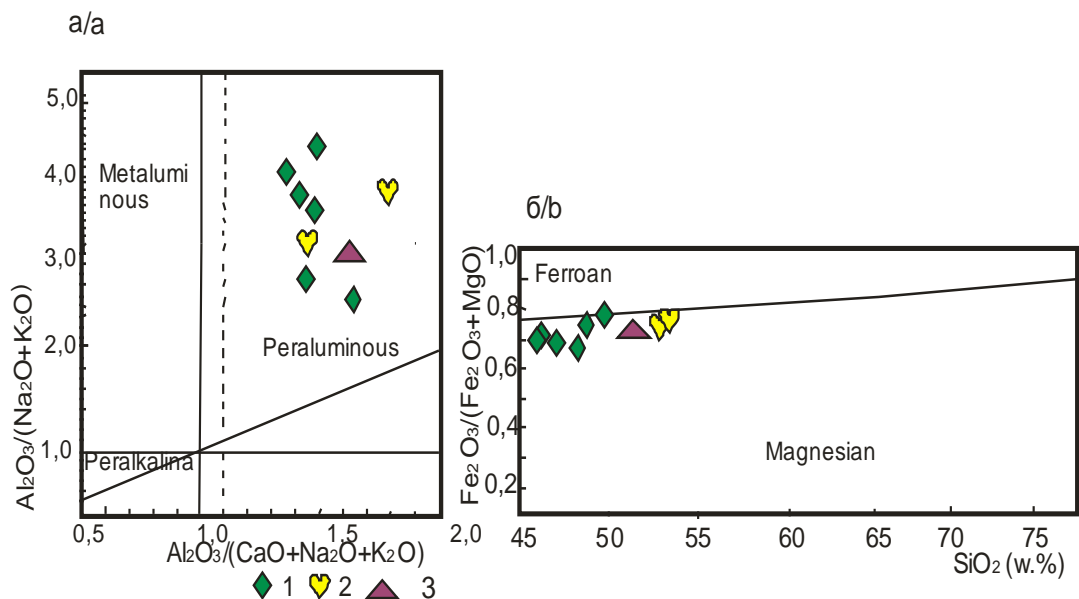


Рис. 61. Диаграммы  $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) - Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$  (а) по [Maniar, 1989] и  $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + MgO) - SiO_2$  (б) по [Villaseca, 1998] для даек терехтинского комплекса

1-долериты, 2- габбро-диориты, 3- спессартиты.

По соотношениям Ba/Nb и La/Nb по [Pang, Zhou, 2013] фигуративные точки составов даек попадают в область между базальтами океанических островов (OIB), базальтами срединно-океанических хребтов (MORB), базальтов примитивной мантии (PM) и Дюпаль аномалии базальтов океанических островов (Dupal OIB). А один состав даек долеритов локализуется непосредственно в области Дюпаль аномалии (рис. 62).

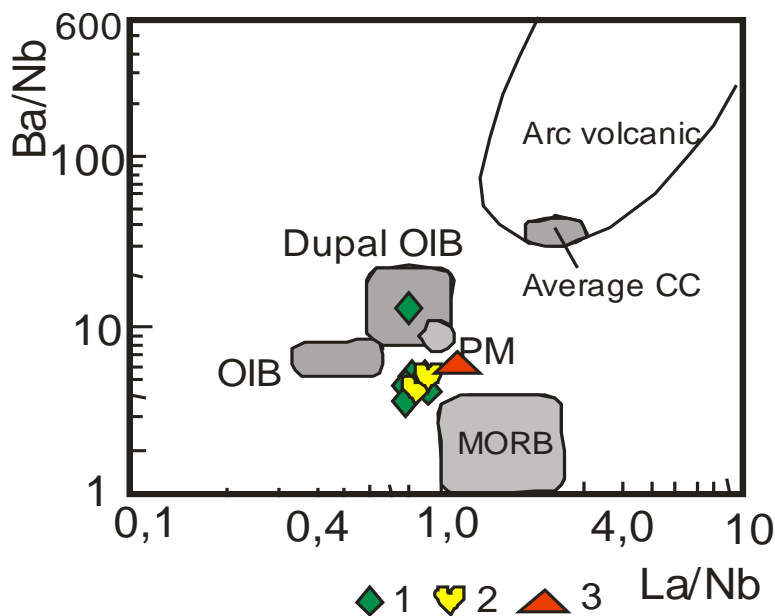


Рис. 62. Диаграмма Ba/Nb – La/Nb по [Pang, 2013] для даек терехтинского комплекса

Поля базальтоидов: *Arc volcanic* – вулканических дуг; *Average CC* – среднее для базальтов континентальной коры; *Dupal OIB* – базальтов океанических островов аномалии Дюпаль; *PM*- примитивной мантии; *OIB* - базальтов океанических островов; *MORB* – базальтов срединно-океанических хребтов.

1- долериты, 2- габбро-диориты, 3- спессартиты.

На петрохимической диаграмме соотношений La/Sm и La по [Petrogenetic..., 2000] составы даек терехтинского комплекса попадают на тренд очень низкой степени частичного плавления (менее 0,01) гранатового лерцолита нормальных базальтов



срединно-океанических хребтов деплетированной метасоматическими процессами мантии (рис. 63).

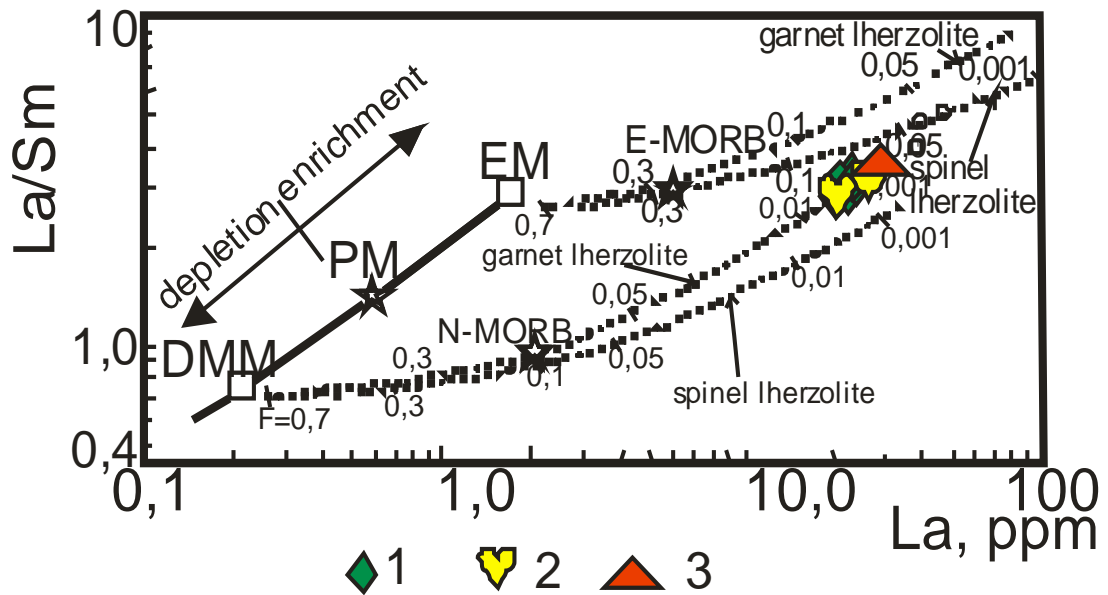


Рис. 63. Диаграмма  $La/Sm - La$  по [Petrogenetic..., 2000] для пород дайк терехтинского комплекса

DMM- деплетированный мантийный источник MORB. PM – примитивная мантия; EM – обогащённый мантийный источник; E-MORB - и N-MORB – составы обогащённых (E) и нормальных (N), базальтов срединно-океанических хребтов; точечные линии – тренды плавления источников DMM (деплетированная метасоматизированная мантия) и EM (обогащённая мантия), засечки с цифрами на точечных линиях – степень частичного плавления для соответствующих мантийных источников. Остальные условные на рис.62

В целом дайки терехтинского комплекса имеют OIB- тип модели рассеянных элементов, характеризующейся обогащением литофильными элементами (LILE), высоко-зарядными элементами (HFSE), лёгкими редко-земельными элементами (LREE) и средними редкоземельными элементами ( MREE), в то же время они слабо деплетированы тяжёлыми редкоземельными элементами (HREE) относительно среднего состава нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB). Эти признаки позволяют предположить их генезис с участием декомпрессионного плавления астеносферного мантийного источника [Petrogenetic..., 2000].

В пределах рудного поля известны: мелкое Тошанское месторождение (Западный и Восточный участки), а также проявления Тожом, Сарыюк, Южное.

Соотношения изотопов свинца в дайке спессартитов месторождения Тошан составляют:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 18,02$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 15,43$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 37,84$ .

На диаграмме соотношений изотопов свинца  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в спессартитах Тошанского месторождения фигуративная точка тяготеет к границе мантийного источника (рис. 64).

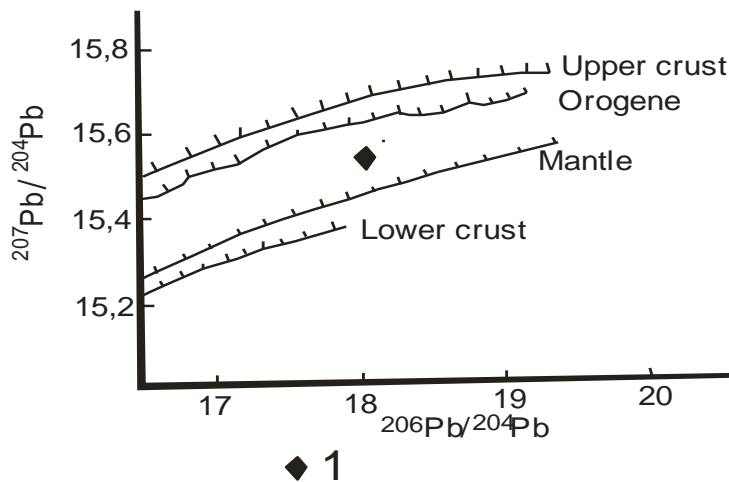


Рис. 64. Свинцовая изотопная эволюция для нижней и верхней коры, мантии и орогена для отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в спессартитах Тошанского месторождения

Границы источников: *Upper crust* - верхней коры, *Lower crust* - нижней коры, *Orogene* - орогена, *Mantle* - мантии по [Zartman, Haines, 1988]. 1- спессартиты Тошанского месторождения.

#### Оруденение Тошанского рудного поля

Проявления рудного поля располагаются в пределах Узоноукской синклинали, южное крыло которой характеризуется пологими (5-30°), а северное более крутыми (40-60°) углами падения. В Тошанском рудном поле выявлено две крупные рудоносные зоны - Южная и Северная. Южная зона, приуроченная к горизонту песчаников и прослеженная с помощью канав на 4 км по простиранию, вмещает Тошанское месторождение и Тожомское проявление.

По аномальному магнитному полю на глубине 400 м предполагается интрузивный массив. В пользу этого предположения могут свидетельствовать площадные изменения пород: окварцевание, альбитизация и серицитизация, которые

можно рассматривать как слабое ороговикование. Изменения пород подчеркиваются изометричными и вытянутыми в широтном направлении первичными геохимическими ореолами молибдена, вольфрама, золота, сурьмы, серебра, мышьяка, свинца и цинка

На участках Западный и Восточный Тошан вскрыто 23 жильных золотосодержащих тела кварц-арсенопирит-скородитового состава, имеющие северо-западное простирание и крутое (60-80°) северо-восточное, реже юго-западное падение. Большая часть жил локализована в верхней части горизонта "рудоносных" песчаников, где отмечается экранирование их черными слоистыми глинисто-углеродистыми алевролитами. Протяженность рудных жил колеблется от 50 до 206 м, мощность от 0,1 до 2,25 м, в среднем составляет 0,84 м. Морфология жил сложная, они извилистые по простиранию с раздувами, пережимами и апофизами, короткие, быстро выклинивающиеся по падению. Жилы выполняют систему трещин отрыва в пачке песчаников и пространственно ассоциируют с дайками долеритов терехтинского комплекса.

Жилы выполняют трещины отрыва и скола в песчаниках, изредка пересекающие и дайки. Жилы выполнены, преимущественно, кварцем 1 генерации, гетерогранобластовым с редкой вкрапленностью пирита 1. В зальбандах жил отмечается сидерит, альбит, серицит и хлорит. Иногда в контактах прожилков кварца 1 отмечаются гнезда мусковита. Основная масса рудных минералов – скородита, арсенопирита 1 генерации крупнокристаллического, пирита 2 генерации, марказита, пирротина, магнетита, ассоциирует с кварцем 2 генерации стебельчатой и мозаичной микроструктуры. Кварц 3 генерации образует тонкие прожилки и линзочки тонкозернистой микроструктуры и с ним связаны арсенопирит тонкоигольчатый 2 генерации в ассоциации с аргентитом, галенитом, халькопиритом, реже – сфалеритом, борнитом, золотом и самородным серебром. Кварц 4 имеет колломорфно-зональное строение. Местами в ассоциации с последним отмечаются барит, анкерит и самородное серебро.

Арсенопирит крупнокристаллический 1 генерации встречается самостоятельно, а также отмечен в скородите в виде реликтовых зёрен. Золото находится в парагенезисе с аргентитом и самородным серебром, ассоциирующим с кварцем 3 генерации. Это и есть основной продуктивный на золото агрегат на месторождении Тошан. Размеры золотинок 0,008-0,05 мм. Оно также присутствует в арсенопирите крупнокристаллическом (от 10 до 80 г/т) и тонкоигольчатом (120-180 г/т). Пробность золотинок варьирует от 910 до 967 ‰. Основные элементы примеси в золоте – серебро, медь, железо, теллур.

Температура гомогенизации газово-жидких включений в кварце 2 составляет 295-305 °С, а кварца 3 генерации продуктивного парагенезиса – 240-250 °С.

На диаграмме  $T - \log a_{S_2}$  отчётливо видно, что в процессе формирования оруденения от стадии 2 с арсенопиритом крупнокристаллическим, пиритом, пирротинном, магнетитом активность серы была значительно ниже, чем при кристаллизации продуктивного парагенезиса игольчатого арсенопирита, золота, висмутина (рис. 65). Более высокая активность серы во флюидах сопровождалась кристаллизацией сульфидов, насыщенных серой и отложением основной массы золота в рудах.

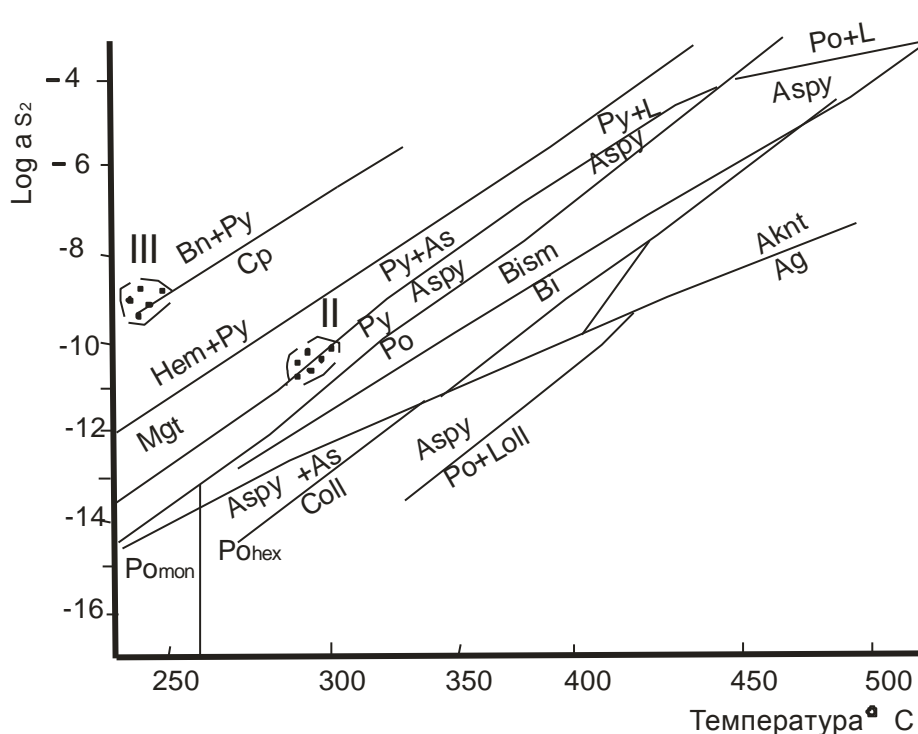


Рис. 65. Диаграмма  $a_{S_2}$  – температура по [Barton, Skinner, 1979] для стадий Тошанского месторождения

*Py*- пирит, *Bn* – борнит, *Po* – пирротин, *Aspy* – арсенопирит, *Loll* – лёллингит, *Mgt*- магнетит, *Bism*- висмутит, *Hem* - гематит, *Po<sub>мон</sub>* - пирротин моноклинный, *Po<sub>hex</sub>* – пирротин гексагональный, *L*- жидкость. Сгущением точек показаны поля соотношений активности серы и температур для разных стадий: II – кварц 2, арсенопирит 1 (крупнокристаллический), пирротин, пирит 2; III – кварц 3 генерации пирит 3, галенит, халькопирит, борнит, арсенопирит 2 (тонкоигольчатый), золото.

Изотопные отношения серы в пиритах разных генераций руд месторождения дают узкий интервал значений ( $\delta^{34}S$  от 0,5 до 0,9 ‰), указывающий на мантийный не контаминированный источник серы [Ohmoto, Rye, 1979].

Руды Тошанского месторождения сложены арсенопирит – скородитовым агрегатом в виде вкрапленности и гнёзд. Содержания основного рудообразующего элемента, золота, варьируют (г/т) от 0,001 до 16,8 (среднее 2,45). Сопутствующий компонент, мышьяк, содержится в количествах (%) от 0,1 до 30,0 (среднее 10,0). В

целом руды имеют халькофильную геохимическую специализацию. Пострудный агрегат представлен прожилками халцедона мощностью 0,5-1 см. и хлорита (1-3 мм).

Прогнозные ресурсы золота категории  $P_1$  для месторождения Тошан составляют 766 кг.

Рудные жилы сопровождаются кварц-серицитовыми березитами с тонкой вкрапленностью пирита, а на удалении от жил сменяются аргиллизитами альбит-серицитовыми с сидеритом.. В составе первичных ореолов на месторождении присутствуют Au, As, Bi, Sb, Cu, Ba, F.

Следует указать, что Тошанское рудное поле перспективно не только на жильное золото-сульфидно-кварцевое оруденение, но и на золото-сульфидное в углеродисто-терригенных толщах, перспективы которого предстоит оценить. Углеродисто-терригенные разрезы с подобными зонами минерализации распространены южнее Тошанского проявления.

Кроме того, западные части Тошанского рудного поля весьма перспективны на обнаружение золотого оруденения полихронного типа. Западные выклинки наложенного девонского прогиба могли выступать в качестве экрана для флюдов мезозойского возраста, формировавших жильный тип Тошанского эталона золота. А в случае наложения мезозойского золотого оруденения на золото-черносланцевые образования, локализованные в тыдтуярыкской свите, могли формироваться объекты полигенные и полихронные. Тектонические рудоподводящие структуры мезозойского этапа рассекают западные выклинки девонского прогиба и прослеживаются на восточном фланге Сокпанды-Чичкитерекского рудного узла.

*Проявление Сарьююк* расположено в верховьях одноименного ручья в 1300 м на северо-запад от проявления Западный Тошан.

Здесь среди гидротермально-измененных пород канавами вскрыта жильная зона субширотного простирания. Мощность жильной зоны не менее 50 м, протяженность, установленная по элювиальным развалам, составляет не менее 150 м. В зоне залегает восемь кварцевых жил мощностью от 0.1 до 2.35 м, субширотного простирания и крутого ( $40-80^{\circ}$ ) юго-западного, реже северо-восточного падения.

Большая часть жил несет слабую скородитовую минерализацию, более интенсивную в зальбандовых частях жил. В элювиальных развалах встречаются фрагменты жил, обогащенных густой вкрапленностью, а иногда синими зернистыми массами арсенипирита. Спектральным анализом бороздовых проб из жил установлено содержание мышьяка - 0.07 %, свинца - 0.0005%, бария - 0.002%, меди - 0.004 % .

Содержание золота в жилах по результатам пробирного анализа достигает 2.1 г/т (одна проба), в большинстве проб составляет "следы" мышьяка - 0.02-0.58%, до 7.65 %. Максимальное содержание в жилах составляет 21.6 г/т, серебра - 6 г/т.

*Проявление Южное* расположено в среднем течении р. Тожом в тектоническом блоке мраморизованных известняков тыдтуярыкской свиты, ограниченном тектоническими нарушениями широтной и северо-западной ориентировки. Известняки прорваны дайкой долеритов северо-западного ( $300^\circ$ ) простирания, северо-восточного падения ( $45-50^\circ$ ) мощностью 1.2 м протяженностью 32 м.

В лежачем боку дайки канавой 59 вскрыт прожилок полуокисленного арсенопирита мощностью 0.15 м, содержащий золота -2.7 г/т, мышьяка 1.53 % .

В окварцованных известняках, превращённых в джаспероиды, нами обнаружены участки с вкрапленностью пирита, марказита, арсенопирита, киновари, антимонита и редко- золота с содержаниями золота от 0,2 до 3,4 г/т, ртути – от 0,1 до 0,6 %. Пробность золотин в руде варьирует от 867 до 980 %. В золоте основную примесь составляют ртуть и серебро. Иногда содержания ртути достигают 1 %. Эти данные указывают на то, что проявление Южное следует относить к золото-ртутному типу.

В омарганцованных лимонитизированных известняках в зонах дробления содержания золота не превышают 0.3 г/т, мышьяке 0.2 %.

В Тошанском рудном поле прогнозируется жильный золото-сульфидно-кварцевый тип оруденения, связанный с разломами сдвиговой кинематики. Площадь рудного поля 50 км<sup>2</sup>. При удельной продуктивности золота 2т/км<sup>2</sup> для жильного оруденения таксонов рудных полей и коэффициенте геологического подобия 0,6 прогнозные ресурсы золота категории P<sub>2</sub> составят:  $QP_2 = 50 \times 2 \times 0,6 = 60$  т.

Для Тошанского серебро-золоторудного узла за пределами Тошанского рудного поля прогнозируется жильный золото-сульфидно-кварцевый тип оруденения. Площадь рудного узла 600 км<sup>2</sup>. Удельная продуктивность для жильного типа 0,5 т/км<sup>2</sup>. При коэффициенте геологического подобия 0,6 прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> составят:  $QP_3 = 600 \times 0,5 \times 0,6 = 180$  т.

Следовательно, к настоящему времени в пределах Тошанского рудного поля выявлена группа золоторудных объектов жильного золото-сульфидно-кварцевого типа, каждый из которых не представляет промышленного значения. Однако, проведенные работы показывают, что признаки золото-рудной минерализации и сопровождающие её геохимические ореолы, распространены на гораздо большей площади, включающей западное обрамление Юстыдской структурно-формационной зоны.

Тошанское рудное поле относится к типу месторождений, залегающих в мощных терригенных толщах. Рудное поле характеризуется специфическими особенностями терригенных пород, выражающимися в высокой углеродистости отложений ташантинской свиты, двухритмовом строении пачек, фациальной латеральной изменчивости. Здесь развиты системы протяженных рудовмещающих зон трещиноватости, дайковый пояс долеритов, долеритовых порфириров и лампрофиров теректинского комплекса, поля гидротермальных кварцевых жил. По соотношениям изотопов свинца в спессартитах Тошанского месторождения чётко устанавливается мантийная природа рудогенерирующего магматизма. Источник серы в пиритах месторождения также имеет мантийную природу.

Как известно, рудные поля в терригенных толщах характеризуются однотипной зональностью оруденения и одинаковой последовательностью формирования главных минеральных комплексов: допродуктивный - метасоматический кварц и железистый карбонат, ранний продуктивный - сульфидный (арсенопирит, пирит) с тонкозернистым золотом; поздний продуктивный - со свободным золотом в сростании с кварцем и сульфидами свинца цинка, меди и других элементов. Допродуктивный комплекс располагается на нижних уровнях гидротермальной колонны, а размещение последующих комплексов отвечает прямой зональности оруденения. Продуктивный интервал гидротермальной колонны может достигать нескольких километров. В Тошанском рудном поле присутствует большинство названных поисковых критериев и имеются признаки присутствия золоторудных кварцевых жил, с поисками которых связываются перспективы площади. Рекомендуется проведение специализированных на золото поисковых работ с целью выявления выходящих на поверхность и, главным образом, слепых кварцево-жильных рудных тел и выявления золото-черносланцевого оруденения. Проявление Южное, локализованное в известняках, имеет черты золоторудного типа [Гусев, 2012].

Таким образом, в Тошанском рудном поле основную роль играют жильные месторождения и проявления золото-сульфидно-кварцевого типа, контролируемые сбросо-сдвигами и имеющими парагенетическую связь с дайками долерит-лампрофирового теректинского комплекса. Формирование оруденения потекало в несколько стадий. Основной продуктивный агрегат на золото формировался при температурах 240-250 °С при значительно более высокой активности серы. Рудогенерирующий магматизм и источник серы сульфидов месторождения Тошан имеет

мантийный источник. Геохимические признаки позволяют предположить их генезис с участием декомпрессионного плавления астеносферного мантийного источника.

В южной части рудного поля прогнозируется площадь, перспективная на обнаружение золото-черносланцевого типа оруденения, более перспективного на выявление крупных объектов. Кроме того, на проявлении Южном обнаружено оруденение, сходное с золото-ртутным типом, развитым широко в Алтайском регионе [Гусев, Белозерцев, 2011; Гусев, 2012].

#### ***4.11. Некоторые особенности металлогении Юстыдского прогиба***

Складчатая область Курайской зоны Республики Алтай является западным флангом крупного Центрально-Азиатского складчатого пояса, пережившего полициклическое развитие от рифея до квартера, представленного мозаично-блоковым сооружением, что и предопределило особенности его минерагенического сценария. Минерагенические таксоны первого порядка имеют не линейные, а изометричные и неправильные формы (домены), обусловленные мозаичностью тектонических блоков на уровне верхней литосферы (мозаичные поля гравиметрических, магнитных и тепловых полей) и аналогичной мозаичностью в строении кровли астеносферы на мантийном уровне (Морсин, 1980; Сурков, Коробейников и др., 1988; Сурков, Черкасов, Краевский, 2001). Магматизм региона на основании изотопии стронция и неодима показывает различные компоненты мантии (деплетированной, умеренно деплетированной, обогащённой, смешанной), которые отразились на изначальной металлогенической специализации магм с мантийной составляющей, их флюидного режима. Вариации состава оруденения, вероятно, обязаны эволюции флюидного режима конкретных промежуточных магматических очагов, а также определяющей роли насыщенности и активности летучих компонентов в магматогенных флюидах и в первую очередь  $H_2O$ ,  $CO_2$ , F, Cl, B, P.

С учётом данных Н.П. Бедарева (1998, 1999, 2001, 2002), В.А. Кривчикова, П.Ф. Селина и др. (2001), А.И. Гусева (2003), А.И. Гусева, С.И. Федака и др. (2001), а также новых данных по геологическому строению и полезным ископаемым региона, полученным Альпийской партией в 2002-2006 годах, предлагается вариант металлогенического анализа и минерагенического районирования, по возможности учитывающий все разнородные факторы и признаки контроля различных типов оруденения Курайской зоны и смежных территорий. Металлогенический анализ осуществлён для рудной зоны в целом с учётом предшествующих работ, авторских



новых данных, полученных в результате полевых и камеральных работ, данных по детальным участкам разных масштабов. Металлогенический анализ и карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения, помимо традиционных эмпирических связей оруденения с геологическими образованиями, учитывает генетические аспекты петро- и рудогенеза.

Обоснование параметров объектов прогноза и их описание осуществлено по этапам геологического развития региона и соответствующим им металлогеническим таксонам разной иерархии.

Специфика Курайской зоны, в которую входит Юстыдский прогиб, определяется приуроченностью к области сочленения нескольких продуктивных минерагенических таксонов крупного порядка, захватывая лишь их фрагменты, ограниченные разломами мантийного заложения (Курайским, Чарышско-Теректинским и другими). Металлогеническое районирование, номенклатура и геологическая сущность металлогенических таксонов разной иерархии приняты в соответствии с Российским Металлогеническим словарём (2003).

Под рангом металлогенической зоны понимается крупная линейно-вытянутая рудоносная площадь, отвечающая структурно-формационной зоне с ведущими рудными формациями или комплексами рудных формаций, ассоциирующим с определёнными типами геологических комплексов, формировавшимся в результате мантийно-корового взаимодействия. Некоторые металлогенические зоны и области отвечают крупным вулканоплутоническим поясам, формировавшимся в определённых геодинамических обстановках и характеризующиеся полихронным тепломассопереносом в системе земная кора - астеносфера-мантия. Площади металлогенических зон составляют десятки тысяч до сотни тысяч квадратных километров. Металлогенические области аналогичны металлогеническим зонам, но имеют изометричные или близкие к изометричным площади. Для Горного Алтая характерны металлогенические области, являющиеся отражением мозаично-блокового стиля всех параметров мантии и астеносферы.

Таксоны рудных районов выделены по структурным признакам и ведущим рудным формациям. Рудный район является частью металлогенической зоны или металлогенической области и отвечает крупным тектоническим блокам внутри структурно-формационной зоны, характеризующиеся специфическими условиями развития, глубинного строения, петрологией рудогенерирующего магматизма, комплексом рудных формаций. Площади рудных районов от 1000 до нескольких тысяч

квадратных километров. Выделены рудные районы с одноэтапным и многоэтапным развитием оруденения. Ограничения рудных районов тектонические.

Рудные узлы отвечают рудоносным площадям относительно изометричных очертаний и являются частями рудных районов. Охватывают генетически близкие между собой рудные поля, связанные с развитием единых тектонических структур и (или) магматических очагов, генерировавших специфические рудные формации и комплексы. Геометризация рудных узлов основана на структурных элементах, аномальных геофизических и геохимических полях с учётом рудно-формационных типов оруденения. Площади рудных узлов от 100 до 1000 и более квадратных километров. Некоторые рудные узлы сопровождаются аномальными структурами геохимических полей (АСГП).

Рудные поля выделялись как рудоносные площади с близкими по возрасту и территориально месторождениями, связанными общностью происхождения и единством геологической структуры. Площади рудных полей колеблются от нескольких до десятков км<sup>2</sup>. Если в выделяемом таксоне отсутствуют месторождения, то оно выделялось в ранге прогнозируемого рудного поля.

Таким образом, рассмотрение металлогении региона по основным продуктивным этапам показало, что в процессе становления металлогенических таксонов разных временных срезов, формировались специфические рудно-формационные и геолого-промышленные типы оруденения, происходила заметная эволюция различных типов оруденения (золотого, медного, свинцово-цинкового) во времени.

*Основными продуктивными эпохами Юстыдского прогиба были герцинская, пермо-триасовая и юрская.*

*Герцинская тектоническая эпоха* проявилась в тектонических швах, ограничивающих прогиб. Эти тектонические швы неоднократно подновлялись и по ним происходило формирование вулканоплутонических комплексов, сопровождавшихся специфическими метасоматитами и семейством руд – порфирово-эпитермального типов меди, золота и серебра с переходом в золото-ртутный тип. Это семейство руд впервые описано в данной монографии и представляет весьма перспективные объекты для поисков нетрадиционных для Юстыдской площади типы минерализации.

*Пермо-триасовая, тектоническая эпоха.* Ранее на основе калий-аргоновых определений считалось, что самые молодые рудные формации связаны с мезозойской

минерагенической эпохой. Однако последние уран-свинцовые датировки несколько уточнили возраст рудогенерирующих магматитов и связанного с ними оруденения. Считалось, что мезозойская минерагеническая эпоха ознаменовалась становлением единого генетического ряда формаций эпитеpmальных месторождений: арсенидной никель-кобальтовой, свинцово-цинковой, флюоритовой, серебряно-сульфосольной, ртутной на юге Горного Алтая (А.А. Оболенский, А.С. Борисенко и др). Последние данные по уран-свинцовому, аргон-аргоновому датированию позволили весь комплекс наиболее молодых эндогенных рудных образований отнести к пермо-триасовому этапу. С пермо-триасовым этапом (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>) связано никель-кобальт-арсенидное (255-258 млн.лет) → молибден-вольфрамовое грейзеновое (242-232 млн.лет) → оловянное, вольфрамовое, серебро-сурьмяное (238-232 млн.лет) → сурьмяно-ртутное, золото-ртутное (234-231 млн. лет) (Владимиров, Борисенко и др., 2006). Близкие цифры для формирования никель-кобальтового оруденения приводит В.И. Лебедев (Лебедев и др., 2006): с раннемезозойским этапом (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>) связано образование Ni-Co-арсенидного оруденения Юстыдского рудного узла, а также Cu-Co-сульфоарсенидно-сульфосольного в Южно-Чуйском хребте. Изотопно-геохронологические исследования показали, что время формирования такого оруденения составляет 258-250 млн. лет (U-Pb метод), что соответствует рубежу перми и триаса.

Золото-сульфидно-кварцевое оруденение Тошанского рудного поля также связано с мантийным магматизмом этого же возраста (дайки долерит-лампрофирового состава), формировавшимся в результате декомпрессионного плавления мантийного источника.

Жильное эпитеpmальное свинцово-цинковое оруденение Кызыл-Чинского рудного поля связано с гранитоидами ранне юрского возраста, в генерации которых прослеживаются признаки мантийно-корового смешения с участием плавления палеозойских амфиболитов и граувакк.

При выделении перспективных прогнозных площадей важнейшее значение имеют поисковые признаки и критерии, характерные для конкретных геолого-промышленных типов оруденения, несущих определённую информацию о них. Обычно геологи при построении прогнозных карт ограничиваются, главным образом, качественным изучением поисковых признаков, что вносит значительный субъективизм в выделении металлогенических таксонов, прогнозных площадей и последующей количественной оценки прогнозных ресурсов различной категорийности.

Однако существуют методы количественной оценки поисковых признаков, позволяющие определять их сравнительную значимость (информативность) на основе применения некоторых математических методов. Из числа последних большую популярность в решении прогностических проблем получили алгоритм Байеса, информационная мера Шеннона и другие ( Вальд, 1967). Апробация алгоритма Байеса для количественного определения поисковых критериев различных типов золотого оруденения Горного Алтая и Горной Шории выполнена ранее (Гусев, Кривчикова, 2005).

Для гидротермальных типов оруденения (жильных золото-сульфидно-кварцевого, ртутного, жильного медно-сульфидного, свинцово-цинкового и других) Курайской зоны важнейшее значение имели крупные рудоконтролирующие разломы и оперяющие их дизъюнктивы более высокого порядка. Такие разломы для всех типов оруденения выделены на карте цветом и для некоторых из них определена информативность оруденения с использованием информационной меры Шеннона (Вальд, 1967). Результаты вероятностно-статистической обработки определения информативности рудоконтролирующих разломов приведены в табл.1 и 2. Наиболее информативны для размещения ртутного оруденения разломы субширотной (З-С-З) ориентировки ( $I_{Aj}=0,22$ ), где локализуются наиболее крупные месторождения ртути (Акташское, Чаган-Узунское и другие). Анализ полученных информативностей показывает, что для субширотных рудоконтролирующих разломов максимальная положительная информативность для ртутного оруденения наблюдается для интервала расстояния от разлома 0-2 км ( $I_{Aj}=0,38$ ).

Для жильного свинцово-цинкового оруденения рудоконтролирующими являются также субширотные (З-С-З) разломы ( $I_{Aj} = 0,20$ ). А С-З и субмеридиональные разрывы контролируют рассеянную минерализацию свинца и цинка (только пункты минерализации). Появление слабой положительной информативности ( $I_{Aj} = 0.02$ ) для свинцово-цинкового оруденения на расстоянии от разлома в интервале 4-6 км, вероятно, связано с большей миграционной способностью свинца и цинка относительно меди, ртути, где они формируют широкие ореольные поля относительно разломов.

Размещения жильного медно-сульфидного оруденения относительно разломов разной ориентировки такое же как и для ранее рассмотренных ртутного и свинцово-цинкового. Наибольшая информативность определена для разломов субширотной ориентировки ( $I_{Aj} =0.17$ ). В эту же группу попадает и единственное на площади

Чибитское медное месторождение. Остальные разломы контролируют рассеянную медную минерализацию и пункты минерализации.

Близкие информативности к жильному медно-сульфидному типу оруденения получены для жильного золото-сульфидно-кварцевого оруденения (табл.32 и 33).

Таблица 32

*Информационная значимость ( $I_{Aj}$ ) рудоконтролирующих разломов разной ориентировки для различных типов оруденения*

Ориентировка разломов	Ртутный	Медно-золото-порфиновый и эптермальный Au-Ag	Золото-сульфидно-кварцевый	Жильный медно-сульфидный	Жильный свинцово-цинковый
С – 3	-0,25	-0,14	-0,43	-0,23	-0,18
Субширотная (3-С-3)	0,22	0,54	0,26	0,17	0,20
Субмеридиональная	-0,38	-0,23	-0,33	-0,027	-0,45

*Примечание. В табл. 29 и 30 интервалы доверительной вероятности приняты при 0,95% уровне значимости.*

Таблица 33

*Информационная значимость ( $I_{Aj}$ ) рудоконтролирующих разломов субширотной ориентировки для некоторых типов оруденения*

Интервалы расстояний от разломов, км	Ртутный	Cu-Au-порфиновый и Au-Ag эптермальный	Золото-сульфидно-кварцевый	Жильный медно-сульфидный	Жильный свинцово-цинковый
0- 2	0,38	0,67	0,38	0,37	0,24
2- 4	-0,29	-0,15	-0,34	-0,35	-0,38
4- 6	-1,04	-).34	-0,63	-0,62	0,02

Магматические образования играли важную роль в формировании некоторых типов оруденения. На карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения выявляется пространственная и парагенетическая связь оруденения меди и золота с интрузивными образованиями топольнинского (мелкими телами и дайками),



Актуринская магмо-рудно-метасоматическая система (МРМС)										
Кварцевые диориты (I-WC)	780	-7,1	933	1050	1450	2,38	-2,42	-	0,09	193,2
Тыдтугемская МРМС										
Дайки гранит-порфиров (А)	680	-9,9	370	750	250	1,22	-0,86	-0,41	0,11	191,9
Южно-Коксаирская Коксаирская МРМС										
Субвулканические гранит-порфиры (А)	640	-8,8	580	900	600	2,67	-0,81	0,36	0,13	192,2
Субвулканические Трахиандези-дациты	730	-8,7	600	1100	610	3,7	-0,5	0,35	0,16	192,1
Юстыдская МРМС										
Мезкозернистые лейкограниты 3 фазы	660	-16	0,9	1300	800	3,1	-0,3	1,28	0,61	194,8
Кызыл-Чинская МРМС										
Гранит-порфиры	700	-15	750	950	880	3,3	-0,6	1,1	0,45	193,2
Таджилинская МРМС										
Гранодиориты (I-МС)	685	-15,5	765	1000	1400	2,4	-1,98	-	0,72	190,8
Кызыкнорская МРМС										
Керсантиты (дайка)	745	-11,1	972	1110	1690	2,52	-3,28	0,23	0,45	186,6

*Примечание.  $T^{\circ}\text{C}$  – температура кристаллизации в градусах;  $\lg f\text{O}_2$  – логарифм фугитивности кислорода;  $f\text{H}_2\text{O}$  – фугитивность воды;  $p\text{H}_2\text{O}$ ,  $p\text{CO}_2$  – парциальные давления воды и углекислоты, соответственно;  $\lg f\text{HF}/f\text{HCl}$  – отношение фугитивностей плавиковой и соляной кислот во флюидах;  $p\text{CO}_2+p\text{H}_2\text{O}/p\text{H}_2\text{O}$  – отношение суммы парциальных давлений углекислоты и воды к парциальному давлению воды;  $K_{\text{вос}}$  – коэффициент восстановленности флюидов по Ф. А. Летникову;  $U_b$  – условный потенциал ионизации биотита по В.А. Жарикову;  $M_{\text{HF}}$  – концентрации плавиковой кислоты во флюиде (моль/дм<sup>3</sup>) по А. Аксюк [Аксюк, 2001]; типы гранитоидов: I-WC- I- тип гранитов слабо контаминированный; I-МС – I- тип гранитов умеренно-контаминированный; А- анорогенный А-тип гранитов.*

Кварцевые диориты Актуринской МРМС характеризуются оптимальным режимом магматогенных флюидов и судя по величинам фугитивности кислорода и восстановленности флюидов потенциально перспективны не только на формирование золотого, но и медного оруденения. Из всех проанализированных пород кварцевые диориты Актуринской МРМС характеризуются сами высокими показателями

кислотности среды ( $U_b = 193,2$ ). По этим признакам, а также и тем, что кварцевые диориты относятся к I- типу гранитов слабо контаминированному, они имеют некоторое сходство с Синюхинской МРМС, которая также генерировала сложное медно-золоторудное оруденение (медно-золото-скарновое и медно-золото-порфировое). Система характеризовалась высокой окисленностью и кристаллизация кварцевых диоритов Актуринской МРМС осуществлялась выше магнетит-гематитового буфера. Большинство же параметров флюидного режима Актуринской МРМС весьма близки к таковым для гранитоидов петротипического Топольнинского массива (Гусев, Гусев, 1998).

Редкие дайки гранит-порфиров в районе Тудтугема, где пространственно и парагенетически ассоциирует высокосульфидизированное золото-серебряное оруденение, характеризуются сравнительно небольшими температурами кристаллизации ( $680^\circ\text{C}$ ), небольшими фугитивностями кислорода ( $\lg f_{\text{O}_2} = -9.9$ ), коэффициентами восстановленности флюидов ( $K_{\text{восст}} = 0,11$ ), сравнительно высокой кислотностью среды ( $U_b = 191,9$ ) и более высокой относительной концентрацией плавиковой кислоты во флюидах, чем соляной (параметры  $\lg f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}}$  и  $M_{\text{HF}}$ ) (табл.3). Вероятно, сравнительно окисленное состояние магматогенной системы явилось главной причиной формирования комплексного высокосульфидизированного золото-серебряного оруденения со значительной примесью меди.

Эпитермальное золото-серебряное оруденение Южно-Коксаирской МРМС, парагенетически связанное с субвулканическими трахиадези-дацитами и гранит-порфирами, характеризующиеся более низкими температурами кристаллизации, более высокими фугитивностями кислорода, воды, парциальными давлениями воды и углекислоты, большей удельной долей плавиковой относительно соляной кислоты во флюидах и самой высокой концентрацией плавиковой кислоты в них ( $M_{\text{HF}} = 0,41$ ), сопоставимой с высокофтористой высокопродуктивной системой Акчатау (Казахстан). Из всех проанализированных систем Курайской зоны, Южно-Коксаирская показывает положительные значения концентрации HF, что овеществляется в появлении в этой системе самостоятельного флюоритового оруденения стратиформного типа на западном фланге Коксаирского рудного поля. Южно-Коксаирской МРМС свойственны несколько более высокие значения коэффициента восстановленности флюидов и кислотности среды минералообразования (табл.30). Для Южно-Коксаирской МРМС реставрируется очень высокий показатель флюидо-эксплозивности. И наней действительно имеются флюидо-эксплозивные брекчии. Следует указать, что к юго-



востоку от Коксаира и Отсалара весьма перспективная МРМС, аналогичная охарактеризованной, прогнозируется в районах Джилкидала и Кокори, где по предварительным данным реставрируется аналогичная вулcano-тектоническая постройка центрального типа с субвулканическими образованиями аналогичного состава.

Юстыдская МРМС характеризуется весьма высокими восстановленностью флюидов (0,61), концентрациями плавиковой кислоты ( $M_{HF} - 1,28$ ) и весьма низкими температурами (660 °С). Эти признаки и параметры флюидного режима весьма благоприятны для формирования грейзенового олово-вольфрамового оруденения.

Кызыл-Чинская МРМС характеризуется повышенными значениями восстановленности флюидов (0,45), сравнительно низкими температурами кристаллизации и высокими отношениями  $p_{H_2O} + p_{CO_2} / p_{H_2O}$ , указывающими на возможность взрывных процессов при формировании оруденения. Последнее обстоятельство подтверждается присутствием флюидо-эксплозивных брекчий в рудных телах месторождения.

Единичное определение флюидного режима магматитов Таджилинской МРМС важно не столько для конкретного места определения указанных параметров (Янтерек), сколько для всех ингредиентов таджилинского комплекса, занимающего весьма благоприятную позицию в окружении терригенно-черносланцевых образований тыдтуярыкской свиты. Актуальны для поисков перспективного золото-сульфидно-кварцевого оруденения черносланцевого типа пологие контакты и осложняющие выступы и их склоны наиболее поздних гранодиоритов этого комплекса среди черносланцевых разрезов тыдтуярыкской свиты. Для гранодиоритов таджилинского комплекса Янтерека реставрируются температуры кристаллизации в 685°С при очень низкой фугитивности кислорода и максимально высокой восстановленностью флюидов ( $K_{воост} = 0,72$ ), повышенными фугитивностями воды и парциальными давлениями воды и углекислоты (табл.30). Кристаллизация гранодиоритов таджилинского комплекса осуществлялась ниже никель-бунзенитового буфера, а сами гранодиориты классифицируются ильменитовой серией по С. Ишихара (Ishihara, 1977; 1981). Параметры флюидного режима гранодиоритов комплекса указывают на благоприятные условия формирования медно-золотого и вольфрамового оруденения.

Керсантиты чуйского комплекса Кызкынорской МРМС характеризуются высокими значениями парциальных давлений углекислоты и воды, пониженной кислотностью среды, высокими показателями концентраций плавиковой кислоты в

магматогенных флюидах (табл. 30). Метаморфизм местами играл созидательную роль для генерации метаморфогенного оруденения. В гнейсово-кристаллосланцевой и амфиболит-кристаллосланцевой формациях с повышенной глинозёмистостью местами формировались проявления кианита, силлиманита, мусковита, а также – кордиерита. Метаморфические породы иногда выступали в роли благоприятной рудовмещающей среды для некоторых типов оруденения вблизи рудоконтролирующих разломов. Так курайский амфиболит-гнейсово-кристаллосланцевый комплекс местами был благоприятен для локализации жильного медно-сульфидного, золото-сульфидно-кварцевого, жильного молибденового и других типов рассеянного оруденения. Метасоматиты играют важную роль для формирования многих типов оруденения. Так для золото-медно-скарнового оруденения Актуринского рудного поля установлена важная роль послескарновых березитов, накладывающихся на скарны и вмещающие алюмосиликатные породы, для эпитермального золото-серебряного, свинцово-цинкового жильного, флюоритового и ртутного оруденения определяющую роль играли различные фации аргиллизитов, развивающиеся иногда после пропилитовых метасоматитов

#### ***4.12. Роль мантийных процессов в формировании эндогенного оруденения***

В последнее время всё большее внимание уделяется мантийным процессам, связанным с плюмтектоникой при формировании различных типов эндогенного оруденения (Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока..., 2005; Актуальные проблемы рудообразования и металлогении, 2006).

Всестороннее рассмотрение крупных магмо-рудно-метасоматических систем (МРМС) Горного Алтая (Синюхинской, Калгутинской, Алахинской и других) позволил выявить признаки мантийной природы магматических, метасоматических и рудных образований (Гусев, 2003; Гусев, Гусев, 2005). Их возникновение связано с процессами плюмтектоники, как результат теплофизической модели нижнемантийной конвекции (Добрецов, Кирдяшкин, 2002), генерировавшие крупные мантийные диапиры, в процессе поднятия которых формировались магмо-флюидодинамические системы. Распад последних в верхней литосфере приводил к формированию всех составляющих ингредиентов мантийного вещества, фиксируемых мантийными значениями изотопных отношений стронция, неодима, урана, свинца в магматитах и серы в сульфидах рудных тел (рис.2-4). Магматические образования кубадринского и каракудюрского комплексов Курайской зоны по составу радиогенных изотопов стронция, неодима, свинца попадают в промежуточное поле между источниками мантии типа PREMA и

EM II, и тяготеют более к обогащённой мантии. Соотношение радиогенных изотопов свинца в галенитах Каянчинского месторождения и проявления Арыджанского тяготеют к хондритовой геохроме, однозначно указывая на мантийную природу свинца (рис.66).

По нашим данным масштабы эндогенного оруденения определяются степенью проявленности в очаговых и линейных структурах дериватов мантийных процессов. Новые данные по петрологии рудогенерирующих магматитов и геохимии золоторудных объектов позволили А.Ф. Коробейникову (2004) высказать мнение о том, что формирование крупных и уникальных золоторудных объектов возможно только в случае возникновения и эволюции мантийных флюидно-магматических металлоносных систем, связанных с плюмтектоникой.

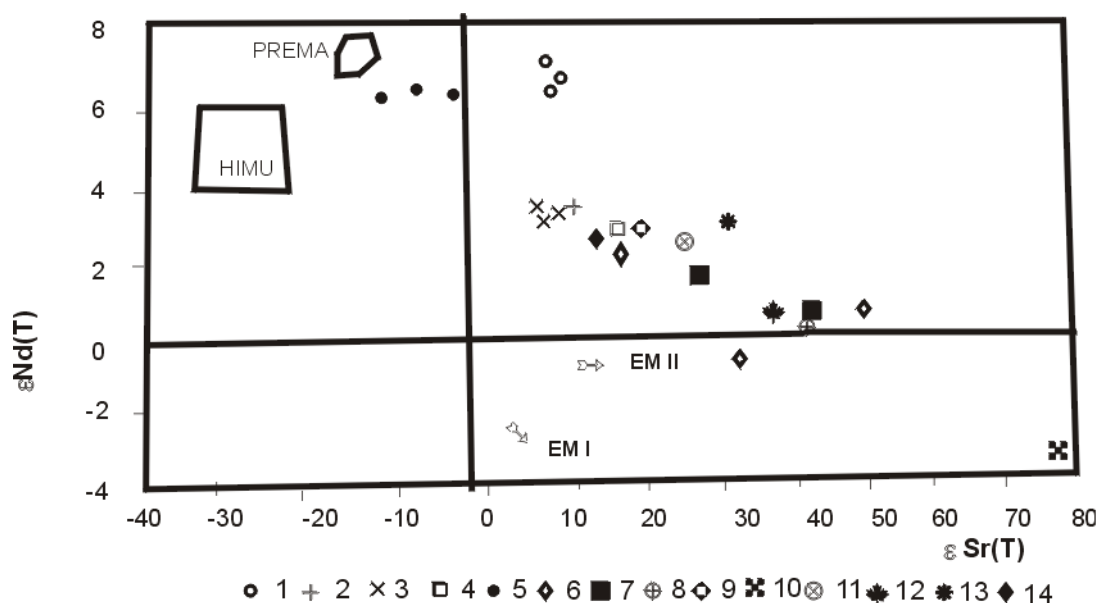


Рис.66. Диаграмма  $\epsilon Nd(T)$  -  $\epsilon Sr(T)$  для интрузивных образований Горного Алтая

Типы мантии по Зиндлеру и Харту: DM- деплетированная мантия, EM I и EM II- обогащённая мантия типов I и II, PREMA – примитивная мантия, HIMU- мантия с высоким изотопным уран-свинцовым отношением.

1-плагриограниты Саракокинского массива (Є3); 2- гранодиолриты каракудюрского комплекса (D); 3- тоналиты Синюхинского массива (D1-2); 4- лейкограниты Турочакского массива (D2); 5- пироксениты, сиениты, карбонатиты комплекса эдельвейс; 6- гранодиориты усть-беловского комплекса (D3); 7- граниты Белокурихинского массива (P2-T1); 8- лейкограниты Бабырганского массива (T1); 9- гранодиориты змеи-ногорского комплекса (D3); 10- сподуменовые граниты

*Алахинского массива (J1); 11- граниты Киндерлинского массива (D3); 12- граниты боровлянского комплекса (D3-C1); 13- граниты кубадринского комплекса (D1); 14- гранодиориты каракудюрского комплекса (D1).*

На основе анализа эволюции воды в мантийных магматических образованиях Дж. Диксон (2003) пришёл к выводу об обогащении водой производных мантийных плюмов при взаимодействии с рециклинговой литосферой с образованием компонентов мантии типа EM I, EM II, LOMU, HIMU. Нашими данными показано, что такое обогащение водой имеет место при формировании сложных магмо-рудно-метасоматических систем (МРМС) региона, образующихся в верхней литосфере при распаде мантийных магмо-флюидодинамических систем, генерировавших различный металлогенический профиль: золото-медно-скарновое, золото-ртутное, редкометалльное оруденение и другие. Таким образом, в глубинных магматических очагах и на путях движения магмо-флюидодинамических систем происходило взаимодействие мантийного вещества, генерированного плюмом, с коровым материалом. Магматические образования таких систем характеризуются специфическими параметрами флюидного режима, имеющими восстановленный режим, а также несут признаки трансмагматических флюидов.

Для эндогенных процессов и оруденения получены данные о полихронности их проявления в отдельных тектонических блоках, что отражено в сложном районировании региона, телескорировании и наложении разновозрастных металлогенических процессов в некоторых участках земной коры, которые не просматривались при проведении ГДП-200 на некоторых листах (Туркин и др, 2000; Федак, 2000; Кривчиков, 2000; Мурзин, 2000, 2001 и другие). Поэтому многие металлогенические таксоны ранга рудных узлов на карте иногда накладываются друг на друга. Минерагеническое районирование сопровождается базой данных по месторождениям, проявлениям и пунктам минерализации полезных ископаемых, геохимическим и геофизическим аномалиям, где детально рассмотрены и приведены необходимые параметры объектов.

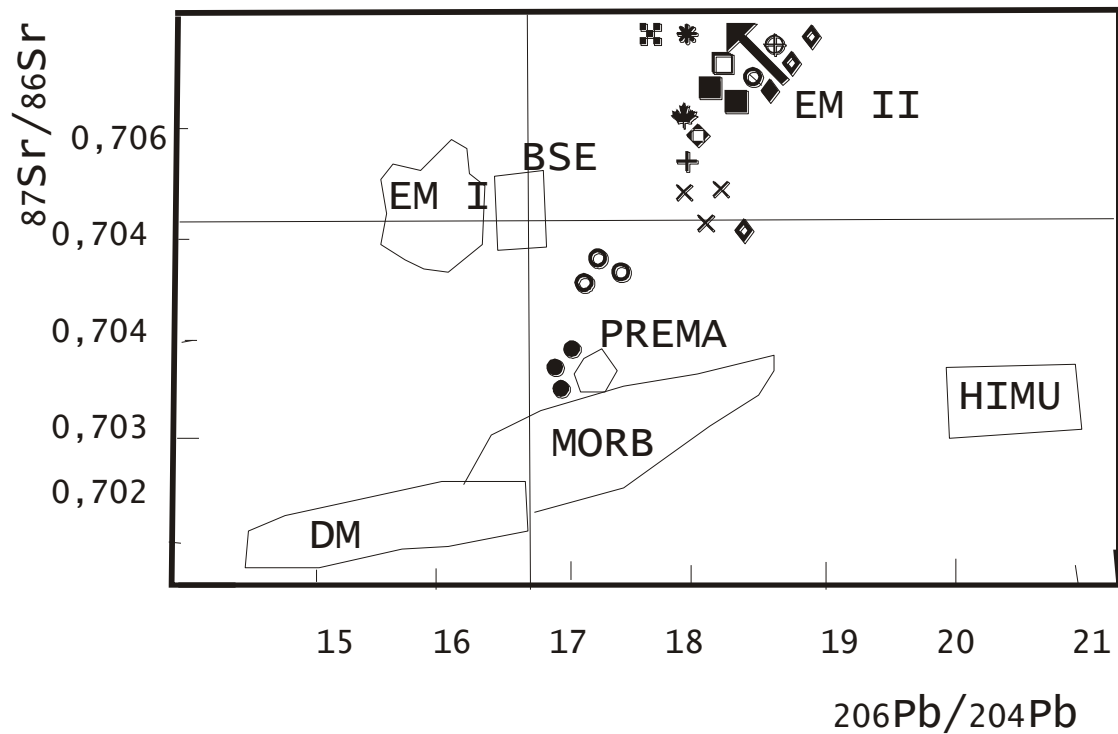


Рис.67. Диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для интрузивных образований Горного Алтая  
 Типы мантии по Зиндлеру и Харту: DM- деплетированная мантия, EM I и EM II- обогащённая мантия типов I и II, PREMA – примитивная мантия, HIMU- мантия с высоким изотопным уран-свинцовым отношением, BSE- общий силикатный состав Земли; MORB- поле базальтов океанического дна. Остальные условные обозначения на предыдущем рисунке.

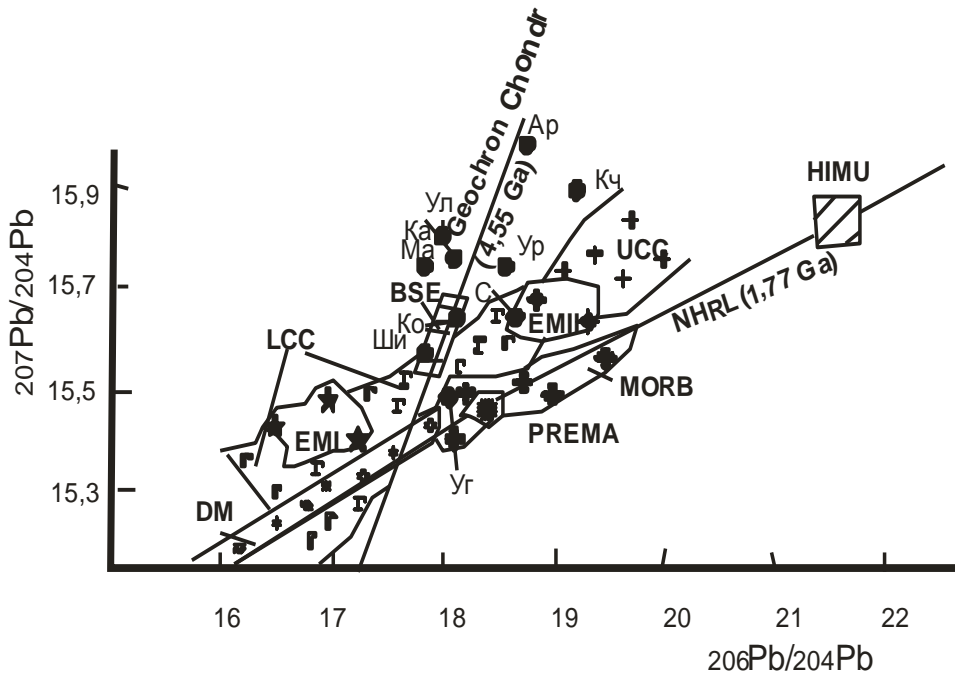


Рис.68. Диаграмма  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в галенитах месторождений Горного Алтая и Горной Шории

*Месторождения: С- Синюхинское, М- Майское, Ул- Ульменское, Ко- Коуринское, Ар- Арыджанское, Уг- Угульское, Ка- Каянчинское, Ур- Урзарсайское, Ши- Ширгайтинское, Кч – Кызыл-Чинское. PREMA- превалирующая мантия; DM – деплетированная мантия; HIMU- компонент мантии, обогащённый радиогенным свинцом; EM I – обогащённая мантия нижнекорovým компонентом; EM II – обогащённая мантия верхнекорovým компонентом; MORB – океанические базальты; BSE- валовый состав Земли; LCC, UCC – нижне и верхнекорový компоненты; Geochron Chondr- хондритовая геохрона; NHRL- положение изотопной корреляционной диаграммы в северной полусфере от проверочной линии.*

В результате проведенного металлогенического анализа с учётом вышеизложенных фактов для интрузивного магматизма региона получены данные, позволяющие рассматривать его не только как благоприятную рудолокализирующую среду, но и в качестве рудоносных продуктивных и рудогенерирующих образований. Объективный прогноз эндогенного оруденения может быть осуществлён на петрологической базе и генетических связях магмогенерирующих систем, имеющих мантийную природу с расшифровкой особенностей их флюидного режима, а также мантийно-корového взаимодействия и вовлечения в рудогенез смешанных флюидов мантийного и корového происхождения. Реконструированы особенности флюидного режима рудогенерирующих золоторудных, ртутных систем с выделением факторов второго рода. Рудогенерирующий потенциал магматитов определяется различной степенью окисленности-восстановленности флюидов, повышенными концентрациями летучих компонентов. Соотношение различных летучих компонентов в магмогенных флюидах определяет металлогенический профиль оруденения. Для редкометалльного оруденения характерны повышенные концентрации и активность фтора, бора, воды, для золотого – хлора, углекислоты, бора. Полученные данные носят предварительный характер, так как определения параметров флюидного режима в магматитах в пределах Курайской зоны получены по единичным массивам.

Из числа факторов третьего рода на предварительной карте закономерностей размещения полезных ископаемых показаны участки значительного эрозионного среза рудогенерирующих интрузивов, не благоприятных для образования и локализации редкометалльного оруденения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные некоторые магмо-рудно-метасоматические системы Юстыдского прогиба в тесном единстве с условиями их генерации, показали сложные сценарии их становления, связанные с мантийно-коровыми процессами. Последние в значительной степени определяли и промышленную ценность той или иной системы. Юстыдский прогиб относится к числу наложенных структур, связанных с функционированием плюмтектоники. Поэтому в работе уделено большое внимание мантийным процессам, выявляемым, преимущественно на основе изучения геохимии магматических, рудных и метасоматических образований, как единых взаимно-связанных и взаимообусловленных структурно-вещественных очаговых комплексов.

Не отрицая важной роли статистического подхода в выявлении закономерностей размещения и локализации рудных полезных ископаемых, следует признать, что в конечном итоге надёжной базой научного прогноза и поисков может служить генетическая основа и комплексность изучения сложных процессов МРМС. Этому направлению при изучении описанных систем и было уделено первостепенное значение. Для всех МРМС в той или иной степени раскрыты термодинамические и физико-химические особенности разнометалльных систем, с составлением общих схем развития магматизма и парагенетические с ними связанных металлов с расшифровкой особенностей флюидного режима (температур, давлений, фугитивностей серы, воды, углекислоты, селена, теллура и других показателей). Для некоторых магматических образований определены абсолютные возраста методом SHRIMP II по циркону, а также изотопов стронция, неодима и свинца.

Впервые обращено внимание на значительное развитие в пределах Юстыдского прогиба и его обрамлении эпитремального оруденения: золото-серебряного, свинцово-цинкового, золото-ртутного. Оценены перспективы высоко-сернистых и промежуточно-сернистых золото-серебряных проявлений и месторождений с учётом их зонального строения и связей с медно-золото-порфировым, ртутно-серебряным и золото-ртутным оруденением в единых зональных структурах. Проявление таких сложных зональных структур не ограничивается описанными нами Тьдтугемской, Южно-Коксаирской, Отсаларской. Такие перспективные участки прогнозируются и в других местах проявления вулканно-плутонических комплексов аксайской, талдудюргунской и других вулканогенно-осадочных свит.

Изучены некоторые МРМС сложного состава и на редко-земельное оруденение, имеющие стратегическое значение, сопутствующее основному медному и кобальтовому составам: Каракульской, Уландрыжской, Рудного Лога. Показано более широкое распространение редко-земельного оруденения во всех проявлениях и месторождениях Юстыдского прогиба, имеющих спекуляритную минерализацию.

Оценённые прогнозные ресурсы металлов различных категорий ( $P_1 - P_3$ ) достаточно высоки и позволяют рекомендовать перспективные МРМС для последующего доизучения с вовлечением их эксплуатацию.

Не все проблемы были решены в процессе изучения Юстыдского прогиба. К недостаткам следует отнести: изучено малое количество МРМС (не изучены ртутные МРМС, слабо изучены сурьмяно-ртутные и комплексные Cu-Ag-Sb-Hg объекты), не во всех системах детально изучены метасоматиты, возраст магматизма, состав отдельных минералов в рудах и метасоматитах. К числу недостатков следует отнести и ограниченный перечень элементов, включённых в анализ данных. Так как прогиб формировался в обстановке плюмтектоники, следовало бы предусмотреть изучение в базитовом магматизме и связанном с ним оруденении группу платиновых металлов.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### *А) Опубликованная литература*

1. Аксюк А.М. Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология, 2002, т.10, №6, с. 630-644.
2. Бекжанов Г.Р., Бугаец А.И., Лось В.Л. Геологические модели при прогнозировании ресурсов полезных ископаемых. М., Недра, 1987, 254 с.
3. Беневольский Б.И. Золото России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. М.: 1995, 202 с.
4. Беневольский Б.И. Золото России: проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы. М: ЗАО «Геоинформмарк», 2002, 464 с.
5. Беневольский Б.И. Эффективность использования распределённого фонда недр и обеспеченность его воспроизводства прогнозными ресурсами золота // Руды и металлы. 2000, №5, с.5-9.
6. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7-8, с. 8-28.
7. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. – 1977. – № 8. – С. 16–28.
8. Борисенко А.С., Скуридин В.А., Оболенский А.С., Троцкий В.А., Чернышов И.В., Пономарчук В.А., Говердовский В.А. Проблемы связи эндогенного оруденения с магматизмом в рудном районе Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии // Изотопные исследования процессов рудообразования. – Новосибирск, Наука, 1991. с.151-170.
9. Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск. Изд-во Наука, 1984, 172 с.
10. Борисенко А.С., Оболенский А.А., Бедарев Н.П. Серебро-сурьмяная рудная формация. Часть 1: Геология, минералогия, эндогенная зональность оруденения. – Новосибирск: Наука, 1992. – 235 с.
11. Буриштейн Е.Ф., Кошелева И.А., Тевелев Ал. В. Ультракалиевый вулканизм Центрального Казахстана: распространение, возраст, металлогеническое значение // В кн.: Московская школа геологов в Казахстане (К 45-летию ЦКЭ геол. ф-та МГУ). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996, с. 94-109.
12. Вальд А. Статистические решающие функции / Позиционные игры. М. Наука, 1967, с. 300- 522.

13. *Владимиров А.Г., Пономарёва А.П., Шокальский С.П. и др.* Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика, 1997, т.38, №4, с.715-729.
14. *Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др.* Главные рубежи гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т.42, №8. С. 1157-1178.
15. *Владимиров А.Г., Борисенко А.С., Шокальский С.П. и др.* Пермо-триасовые деформации, осадконакопление и магматизм Алтайской коллизионной системы: корреляция, геодинамическая интерпретация и прогнозная металлогения // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении . Новосибирск, Изд-во ГЕО, 2006, с. 50-52.
16. *Вартанян С.С., Щепотьев Ю.М., Зайцев А.И. и др.* Золоторудные месторождения нетрадиционных типов – основа укрепления сырьевой базы в районах золотодобычи Алтая // Руды и металлы. – 2006. – № 3. – С. 5–13.
17. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия, 1962. - № 7. - С. 555-572.
18. *Виноградов А.П. и др.* Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 182с.
19. *Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Гертнер И.Ф.* Состав и изотопная эволюция калиевых вулканитов, юго-восток Горного Алтая // Доклады РАН, 2007, т.416, №3 с. 364-369.
20. *Геодинамические реконструкции* (Методическое пособие для региональных геологических исследований) И.И. Абрамович, А.И. Бурдэ, В.Д. Вознесенский и др.; Гл. ред. В.А. Унксон. Л.: Недра, 1989, 278с.
21. *Говердовский В.А.* О времени формирования магматических образований Юстыдского прогиба (Юго-Восточный Алтай) // Геология и геофизика. – 1987.- № 5. – С.116-118.
22. *Говердовский В.А.* Геодинамическая обстановка формирования нижне-среднедевонского вулканогенно-осадочного комплекса Горного Алтая // Формационный анализ в геологических исследованиях. Томск, из-во ТГУ, 2002, с. 34-36.
23. *Говердовский В.А.* Геодинамическая позиция среднепалеозойских базитовых серий Алтая // Геология и Геофизика, 2004. Т.45. № 2. С.212 -221.
24. *Говердовский В.А., Шушумков С.Г., Косолапов Ю.А.* Первое в России месторождение антикоррозийного пигмента – железной слюдки // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, гидрогеология, геоэкология, минеральные, водные и лесные ресурсы». Горно-Алтайск, 2004, №1, с. 30-33.

25. *Говердовский В.А.* Геологическое строение, магматизм и оруденение Юстыдского района Алтая. – Новосибирск: СО РАН, 2010. – 293 с.
26. *Гусев А.И., Гусев Е.А.* Некоторые петрохимические особенности золотоносных гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области // Руды и металлы, 2000. - №5. - С. 25-32.
27. *Гусев А.И.* Петрология медно-золотогенерирующих порфировых комплексов Горного Алтая и Горной Шории // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2002, т. II, с. 79-86.
28. *Гусев А.И.* Мантийно-короевое взаимодействие в области развития неоген-четвертичного магматизма Большого Кавказа // Успехи современного естествознания. - 2010. - №12. - С. 130-132..
29. *Гусев А.И.* Типизация эндогенного оруденения Коксаирского рудного поля Горного Алтая // Успехи современного естествознания, 2014. - №5(1). – С.98-102.
30. *Гусев А.И.* Типизация эпитермального оруденения серебра в Горном Алтае и Северо-Западной Монголии // Современные наукоёмкие технологии, 2014. - №4. – С.28-33.
31. *Гусев А.И.* К геохимии акцессорного пирита Кошрабадского массива Западного Узбекистана / Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении». Материалы конференции, посвященной 80-летию создания ИГиГ и 105-летию со дня рождения академика Х.М. Абдуллаева. – Ташкент, 2017. - С. 229-232.
32. *Гусев А.И., Гусев Н.И.* Тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов и его проявления в геологических образованиях Горного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая, 2006. - № 1. – С. 39-43.
33. *Гусев А.И., Белозерцев Н.В.* Золото-ртутный тип оруденения в Сибирячихинском грабене (Горный Алтай) // Современные наукоёмкие технологии, 2011, № 2. – С. 7-10.
34. *Гусев А.И., Гусев Н.И., Красова А.С.* Восстановленная интрузивно-связанная Чойская магмо-рудно-метасоматическая W-Au-Te система Горного Алтая // Современные наукоёмкие технологии, 2012. - № 3. - С. 23-27.
35. *Гусев А.И.* Типизация золото-ртутного оруденения Горного Алтая // Успехи современного естествознания, 2012, № 12. – С. 87-91.
36. *Гусев А.И., Коробейников А.Ф.* Известия Томского политехнического университета, 2009. – Т. 315. - № 1. – С. 18-25.
37. *Гусев А.И., Табакаева Е.М.* Критерии продуктивных магматических комплексов Алтайского региона на золотое оруденение. - Бийск: Изд-во АГАО, 2014. - 145 с.

38. Гусев А.И., Табакаева Е.М. Петрология, геохимия, и генезис анорогенных гранитоидов. - Gamburg: Palmarium Academic Publishing, 2015. – 261 с.
39. Гусев А.И., Табакаева Е.М. Магматизм и эпипетральное **Ag-Au** оруденение Красноярского рудного поля Горного Алтая // Известия Томского политехнического университета, GEO ASSETS ENGINEERING, 2019.- Т. 330. – № 1.- С.26-38,.
40. Гусев Н.И., Николаева Л.С., Гусев А.И. Верхнепалеозойские и мезозойские железокислые медно-золоторудные системы юго-запада Алтае-Саянского региона Сибири // Региональная геология и металлогения, 2006, №29, с. 116-126.
41. Гусев Н.И., Шокальский С.П., Вовшин Ю.Е. и др. Гранитоиды и базиты Юстыдского рудного узла // Региональная геология и металлогения, 2009. - № 40. – С. 54-69.
42. Гутак Я.М., Говердовский В.А. Возрастное положение богутинской свиты Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика, 1987. № 3. С. 110-113.
43. Ечмаева Е.А. Экспериментальное определение стандартных термодинамических свойств минералов и фазовых отношений в системах Ag–Au – X, где X =S, Se, Te // Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. – М.: ИЭМ РАН, 2009. – 20 с.
44. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов // Геология рудных месторождений. – 1967. – 5. – С. 75-89.
45. Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М., 1997, ГКЗ МПР РФ.
46. Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме / Кора и верхняя мантия Земли. М., Наука, 1968, с.69-74.
47. Кривцов А.И., Беневольский Б.И. и др. Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Методическое руководство. Выпуск «Золото». М., ЦНИГРИ, 2002, 114 с.
48. Крупчатников В.И., Кривчиков В.А., Пономарев А.Л., Врублевский В.В. Проявление базальтов ОВ-типа в Калгутинско-Аксайском вулканическом районе, Юго-Восточный Алтай // Природные ресурсы Горного Алтая, 2007, № 2, с. 25-31.
49. Кужугет Р.В., Хертек А.К., Монгуш А.А. Состав блёклых руд Хаак-Саирского золото-кварцевого месторождения, Западная Тува // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. – С. 191–194.
50. Кужугет Р.В., Монгуш А.А. Алдан-Маадырский золоторудный узел (Западная Тува): особенности геолого-структурного строения и химического состава золота // Вестн.

ТГУ. – Томск, 2013. – № 369. – С. 188–192.

51. Кужугет Р.В., Монгуш А.А. Фации глубинности и продуктивные минеральные ассоциации плутоногенных золото-кварцевых объектов Алдан-Маадырской золоторудной зоны, Западная Тува // Уральская минералогическая школа–2012: Материалы Всерос. науч. конф. студентов, аспирантов, науч. сотр. академ. ин-тов и преподавателей вузов геол. профиля. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. – С. 79–83.

52. Кужугет Р.В. Золото-теллуриное оруденение Алдан-Маадырского рудного узла (ЗАПАДНАЯ ТУВА): минералогическо-геохимические особенности руд и условия их образования (Автореферат диссертации на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук). – Новосибирск, 2015. – 22 с.

53. Латин Б.Н. Об интрузивных образованиях в девонском вулканогенном комплексе Горного Алтая // «Труды лабор. палеовулканологии КазИМС», 1964, вып.3. с. 166-183.

54. Лебедев В.И. Рудно-магматические системы арсенидно-кобальтовых месторождений. Новосибирск, СО РАН, 1998, 136 с.

55. Лебедев В.И. Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Новосибирск, изд-во Сибирского отделения РАН, 2000, 81 с.

56. Лебедев В.И. Возрастные рубежи формирования гидротермального кобальтового оруденения Алтае-Саянской орогенной области // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Новосибирск, Изд-во ГЕО, 2006, с. 137-138.

57. Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Т.П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск, Наука, 1981, 185 с.

58. Марич И.В. Апоэффузивные микропегматитовые граниты Горного Алтая. (Тр. СНИИГГиМС, вып 212. Новосибирск, 1975. 77с.

59. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых. М, 1986, вып. I – XIII.

60. Минеральное сырьё. Золото. Серебро. Медь. Свинец и цинк. Железо. Марганец. Вольфрам. Молибден. Никель и кобальт. Олово. Ртуть. Иттрий и лантаноиды. Уран. Сырьё полевошпатовое. Флюорит. Барит. /Справочники. Под редакцией В.П. Орлова. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998.

61. Петтиджон Ф., Поттер П., Сильвер Р. Пески и песчаники. Пер. с англ. М.: Изд-во Мир, 1976. 535с.

62. Петтиджон Ф. Осадочные породы. Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751с.

63. *Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г.* и др. Калгутинское редклеточное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. – Томск, СТТ, 2008. – 226 с.
64. *Родыгин А.И.* О петрографии и возрасте Аксайской гранитной интрузии в ЮВ части Горного Алтая // Труды ТГУ, 1960, т. 146, 160-169.
65. *Родыгин А.И.* О стратиграфии девонских красноцветных отложений Сайлюгемского хребта. // Материалы по геологии Западной Сибири, Томск.: Изд-во ТГУ, 1962. 103-115.
66. *Российский металлогенический словарь.* (Ред. А.И. Кривцов). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003, 320 с.
67. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., Наука, 1975, 232 с.
68. *Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В.* и др. Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет Инжиниринг, 2001, 288 с.
69. *Сурков В.С., Коробейников В.П., Абрамов А.В.* Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области. М., Недра, 1988, 195 с.
70. *Сурков В.С., Коробейников В.П., Краевский Б.Г.* Геостатические тектонические карты раннего (докембрий и палеозой) и позднего (мезозой, кайнозой) неогей территории Сибири масштаба 1:2500 000 (Объяснительная записка). Новосибирск, 1998, 225 с.
71. *Сурков В.С., Черкасов Г.Н., Краевский Б.Г.* К проблеме минерагенических исследований мегакомплексов складчатых областей // Отечественная геология, 2001, №1, с.31-34.
72. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 280 с.
73. *Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д.* Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск, Наука, 1987, 202 с.
74. *Таусон Л.В.* Магмы и руды / Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. Новосибирск, 1989, с.5-17.
75. *Третьякова И.Г., Борисенко А.С., Лебедев В.И.* Гидротермальное кобальтовое оруденение АССО: возраст и связь с магматизмом / Металлогения древних и современных океанов – 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. - ИМин УРО РАН, Миасс, 2009. – С. 42-45.
76. *Трошин Ю.П.* Флюидный режим формирования редкометалльных плюмазитовых гранитов Восточного Забайкалья // Геология и геофизика, 1984, №11, с. 66-75.
77. *Тугаринов А.И.* Общая геохимия. М.: Атомиздат, 1973. 288с.

78. Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. – Томск: STT, 2008. – 460 с.
79. Шипилов Л.Д., Тычинский А.А., Вахрушев В.А. Изотопный состав свинца галенитов в рудных месторождениях Алтае-Саянской области / Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., Наука, 1968, с.114-129.
80. Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides; I, Thermochemical data and calculated equilibria. *Economic Geology*, 1988, vol. 83, no. 2, pp. 377–394
81. Allegre C.J., Lewin E., Dupre H. A coherent crust-mantle model for the uranium – thorium-lead isotopic system // *Chem. Geol.*, 1988. V. 70. – P. 211-234.
82. Andresen A., Rehnström E. F., Holte M. Evidence for simultaneous contraction and extension at different crustal level during the Caledonian orogeny in NE Greenland// *Journ. Geol. Soc.* 2007; 164. 869-880 .
83. Bagby W.C., Cameron K.L. Cameron M. Contrasting evolution of calc-alkalic volcanic and plutonic rocks of western Chihuahua, Mexico // *Journal of Geophysical Research. Solid Earth.* – 1981. – V. 86. – Issue B11. – P. 10402–10410.
84. Barbarin B. A Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos.* – 1999. – V. 46. – Issue 3. – Pp. 605–626.
85. Barton P.B., Skinner B.J. Sulfide mineral stabilities // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* - New York. – 1979. - P.278-403.
86. Borisenko A.S., Sotnikov V.I., Izokh A.E., Polyakov G.V., Obolenskiy A.A. Permo-Triassic mineralization of Asia and its relation to plume magmatism // *Russian Geology and Geophysics.* – 2006. - V. 47. - №1. – P. 170-186.
87. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions. In: De Vivo, B., Frezzotti, M.L. (Eds.), *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications.* Virginia Tech, Blacksburg, 1994. - P. 117–130.
88. Borisenko A.S., Pavlova G.G., Goverdovsky V.A. The age of the lamprophyres of Chuya complex and their correlation with granitoid magmatism and mineralization// *Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: Abstracts of the International Symposium.* – Novosibirsk: Sibprint. 2009, p. 50-53.
89. Coleman R. G., DeBari S., Peterman Z. A-type granite and the Red Sea opening // *Tectonophysics* 1992. 204, 27–40.

90. Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W. et al. Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2009. – V. 73. – №16. – P. 4761-4791.
91. Corbett G.J., Leach T.M. Southwest Pacific Rim gold-copper systems^ structure, alteration and mineralization // *Soc. Of Econom Geol., Spec Pub.*, 1998. № 6. – 236 p.
92. Corbett G. Anatomy of porphyry-related Au-Cu-Ag-Mo mineralised systems: Some exploration implications // *Australian Institute of Geoscientists North Queensland Exploration Conf.*, June 2009, AIG Bulletin 49. – P. 33–46.
93. Crawford M.L. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: Hollister, L.S., Crawford, M.L. (Eds.), *Fluid Inclusions: Application to Petrology*. Min. Assoc. Canada Short Course Handbook, Calgary, 1981. - P. 75–100.
94. DePaolo D.J., Daley, E.E. Neodymium isotopes in basalts of the southwest Basin and Range and lithosphere thinning during continental extension // *Chem. Geol.*, 2000, 169, p. 157–185.
95. Dubois M., Marignac C. The H<sub>2</sub>O-NaCl-MgCl<sub>2</sub> ternary phase diagram with special application to fluid inclusion studies. // *Econ. Geol.*, 1997. – V. 92. - P 114–119.
96. Dunham A. C. The nature and origin of groundmass textures in felsites and grano-phyes from Rhum, Inverness-shire // *Geological Magazine*, 1965, 102, p. 8–23.
97. Eby, G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristic and speculations on their petrogenesis [Text] /G.N. Eby // *Lithos*, 1990. - V. 26. – P. 115-134.
98. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*, 1992, 20, 641–644.
99. *Enargite-luzonite hydrothermal vents in Manus Back-Arc Basin: submarine analogues of high-sulfidation epithermal mineralization* / V.M. Dekov, O. Rouxel, K. Kouzmanov, L. Bindi, D. Asael, Y. Fouquet, J. Etoubleau, G. Burgaud, M. Wälle // *Chemical Geology*. – 2016. – V. 438. – P. 36–57.
100. *Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration* / J.W. Hedenquist, E. Izawa, A. Arribas, N.C. White // *Resource Geology Special Publication Number 1*. –Tokyo, 1996. – 45 p.
101. *Epithermal mineralization of the Western Carpatians* / Eds.: F. Molnar, J. Lexa, J. W. Hedenquist // *Soc. of Econom. Geol., Guide book Ser.*, 1999., V. 31. P. 45-71.
102. Ewart A. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary – Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic rocks // *Trondjemites, Dacites and Related Rocks*. – Amsterdam, 1979. – P. 13-121.



103. *Ewart A.* The mineralogy and petrology of Tertiary – Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range // *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks.* – Chichester, 1982. – P. 25-95.
104. *Fenn P. M.* On the origin of graphic granite // *American Mineralogist*, 1986,71, 325–330.
105. *Foley S. F., Tiepolo M., Vannucci R.* Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones // *Nature*, 2002. - V. 417. – P. 837–840.
106. *Gold–Silver Mineralization in Porphyry–Epithermal Systems of the Baimka Trend, Western Chukchi Peninsula, Russia* /Yu. N. Nikolaev, I. A. Baksheev, V. Yu. Prokofiev, E. V. Nagornaya, L. I. Marushchenko, Yu. N. Sidorina, A. F. Chitalin, I. A. Kal’ko // *Geology of Ore Deposits*, 2016. - V. 58- P. 284–307.
107. *Hildreth W.* Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism // *Journal of Geophysical Research. Solid Earth.* – 1981. – V. 86. – Issue B11. – P. 10153–10192.
108. *Hodgson C.J.* Mesothermal lode-gold deposits. - In: Kirkham R.V. (ed). // *Mineral Deposit Modeling.* – Ontario. – 1995. - P.635-678.
109. *Hoffmann J.E., Münker C., Næraa T., Rosing M.T., Herwartz D., Garbe-Schönberg D., Svahnberg H.* Mechanisms of Archean crust formation inferred from high-precision HFSE systematics in TTGs // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2011. – V. 75. – P. 4157–4178.
110. *Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Min. Geol. Tokyo*, 1977, v.27, p.293-305.
111. *Ishihara S.* The granitoid series and mineralization // *Econo. Geology*. 1981. 75 th Anniversary Volume. P.458-484.
112. *Irber W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // *Geochim Cosmochim Acta.* – 1999. – V. 63. – № 3/4. – P. 489–508.
113. *Janoušek V., Saturnin R.* Language script for application of accessory-mineral saturation models in igneous geochemistry // *Geol. Carpathica*, 2006, 57, 2, 131-142.
114. *Jacobs D.C., Parry W.T.* Geochemistry of biotite in the Santa Rita Porphyry Copper Deposit, New Mexico // *Econ. Geol.*, 1979, v. 74, №4, p. 860-887.
115. *John D.A.* Miocene and Early Pliocene epithermal gold-silver deposits in the Northern Great basin, Western United States: characteristics, distribution, and relationship to magmatism // *Economic Geology.* – 2001. – V. 96. – Number 8. – P. 1827–1853.

116. *Kay R.W., Kay S.M.* Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics*, 1993, V. 219, P. 177–189.
117. *Laznicka P.* Quantitative relationships among giant deposits of metals // *Economic Geology*, 1999. – V. 94. – P. 453-473.
118. *Liu C.-Q., Zhang H.* The lanthanide tetrad effect in apatite from the Altay №3 pegmatite. Xingjiang, China: an intrinsic feature of the pegmatite magma // *Chemical Geology*, 2005, v. 214, p. 61-77.
119. *London D., Morgan G. B., Hervig, R. L.* Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass+H<sub>2</sub>O at 200 MPa, and the internal differentiation of pegmatites// *Contributions to Mineralogy and Petrology* 1989, 102, 1–17.
120. *Lowenstern, J. B., Clyne, M. A., Bullen, T. D.* Comagmatic A-type granophyre and rhyolite from the Alid Volcanic Center, Eritrea, Northeast Africa//*Journal of Petrology*, 1997, V.38, P. 1707-1721
121. *Marschik R., Fontbote L.* The Candelaria – Punta del Cobre Iron Oxide Cu-Au (Zn-Ag) Deposits, Chile // *Econ. Geol.*, 2001, v.96, pp. 1799-1826.
122. *Masuda A., Kawakami O., Dohmoto Y., Takenaka T.* Lanthanide tetrad effects in nature: two mutually opposite types W and M // *Geochim. Journal*, 1987, v. 21, p. 119-124.
123. *Mitchell A.G., Leach T.M.* Epithermal gold in the Philippines^ island arc metallogenesis, geothermal systems and geology. *Acad. Press Geol. Ser.* , 1991. – 130 p.
124. *Moll E.J.* Geochemistry and petrology of Mid-Tertiary ash flow tuffs from the Sierra el Virulento Area, eastern Chihuahua, Mexico // *Journal of Geophysical Research. Solid Earth.* – 1981. – V. 86. – Issue B11. – P. 10321–10334.
125. *Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sala M., Wolf D.* Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: a method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66, p. 1185-1196.
126. *Munteen J.L., Einaudi M.T.* Porphyry gold deposits of the Refugio district, Maricunga belt, Northern Chile // *Economic Geology*, 2000. V. 95. – P. 1445-1472.
127. *Munoz J.L., Ludington S.D.* Fluoride-Hydroxyl exchange in biotite // *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 247, № 4, p. 396-413.
128. *Oakes C.S., Bodnar R.J., Simonson J.M.* The system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: 1. The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990. – V. 54. – P. 603–610.
129. *Ohmoto H., Rye R.O.* Isotopes of sulfur and carbon // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* - John Wiley, Sons. - New York. – 1979. - P.509-567.

130. *Paleogene magmatism and gold metallogeny of the Jinping terrane in the Ailaoshan ore belt, Sanjiang Tethyan Orogen (SW China): Geology, deposit type and tectonic setting* / J. Zhang, H. Wang, S. Li, T. Li // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – V. 91. – P. 620–637.
131. Pang K.-N., Zhou M.-F. Erratum to “Flood basalt-related Fe-Ti oxide deposits in the Emeishan large igneous province, SW Chin”. [Text] // *Lithos*, 2013. - V. 119. - P. 123-136.
132. *Patiño Douce, A.E.* What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas? / A.E. Patiño Douce // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* - 1999. - V. 168. - P. 55-75.
133. *Pearce J. A., Harris N. W., Tindle A. G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*, 1984, 25, 956–983.
134. *Peccerillo A., Taylor S. R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. to Mineral. and Petrol.*, 1976, 58, 63–81.
135. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, postcollision volcanism in western Anatolia, Turkey [Text] / E. Aldanmaz, J.A Pearce, M.F. Thirlwall, J.G. Mitchell // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 2000. -V. 102. -P. 67-95.
136. *Physicochemical models of formation of gold–silver mineralization at the Rogovik deposit (Northeastern Russia)* / T.V. Zhuravkova, G.A. Palyanova, K.V. Chudnenko, R.G. Kravtsova, I.R. Prokopyev, A.S. Makshakov, A.S. Borisenko // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – V. 91. – P. 1–20.
137. *Pleistocene high-silica rhyolites of the Coso Volcanic Field, Inyo County, California* / C.R. Bacon, R. Macdonald, R.L. Smith, P.A. Baedeker // *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*. – 1981. – V. 86. – Issue B11. – P. 10223–10241.
138. *Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting* / O.Y. Plotinskaya, O.B. Azovskova, S.S. Abramov, E.O. Groznova, K.A. Novoselov, R. Seltmann, J. Spratt // *Ore Geology Reviews*. – 2018. – V. 94. – P. 239–260.
139. *Putirka K., Busby C.J.* The tectonic significance of high-K<sub>2</sub>O volcanism in the Sierra Nevada, California // *Geology*, 2007/ - V.35. – P. 923-926.
140. Rock N.M.S. The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions and derivations // *Earth Sci. Rev.* – 1977. - V.13. - N2. - P.123-169.
141. Rock N.M.S. Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minetts, vogesites, kersantites and spessartites // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.* – 1983. - V.74. - №4. - P. 193-227.
142. *Roedder E.* Fluid inclusions in minerals. // *Rev. Mineral.*, 1984. –V. 12. - P 644 p.

143. *Rollinson H.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. - New York. - 1993. - 345 p.
144. *Scott S.D., Barnes H.L.* Sphalerite geothermometry and geobarometry // *Economic Geology*. - 1971. - V. 66. - Number 4. - P. 653-669.
145. *Seltman R., Borisenko A., Fedoseev G.* (Eds). Magmatism and Metallogeny of the Altai and adjacent Large Igneous Provinces with an introductory essay on Altaids. - IAGOD Guidebook Series 16. - CERCAMS /NHM, London, 2007. 294 p.
146. *Singer D.A.* World-class base and precious metal deposits - a quantitative analysis // *Economic Geology*, 1995. V. ....90. - P. 88-104.
147. *Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publication*, 1989. - V. 42. - P. 313-345.
148. *Vanko D.A., Bodnar R.J., Sterner S.M.* Synthetic fluid inclusion: VIII. Vapor saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988. - V. 52. - P. 2451-2456.
149. *Vervoort J.D., Wirth K., Kennedy B., Sandland T., Harpp K.S.* The magmatic evolution of the Midcontinent rift: New geochronologic and geochemical evidence from felsic magmatism// *Precambrian Research*, 2007, 157 p. 235-268.
150. *Vladimirov A.G., Rudnev S.N., Kruk N.N. et al* *Geology, Magmatism and Metamorphism of Western Part of Altai-Sayan Fold Region; The field excursion guide for the Third International Workshop of the IGCP Project "Continental Growth in the Phanerozoic Evidence from Central Asia"*. - Novosibirsk, 2001. - 140 p.
151. *Wasson J.T., Kallemeyn G.W.* Composition of chondrites // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 1988. - V. 201. - P. 535-544.
152. *Wen B.-J., Fan H.-R. et al.* Fluid evolution and ore genesis of the giant Sanshandao gold deposit, Jiaodong gold province, China: Constrains from geology, fluid inclusions and H-O-S-He-Ar isotopic compositions *Journal of Geochemical Exploration*, 2016. - V. 171. - P. 96-112.
153. *Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology* 1987, 95, p. 407-419.
154. *Wones R.D., Eugster H.P.* Stability of biotite // *Amer. Mineral.*, 1965, v. 50, № 9, p. 1228-1272.

155. Yuan B., Zhang C., Yu et al. Element enrichment characteristics: Insights from element geochemistry of sphalerite in Daliangzi Pb-Zn deposit, Sichuan, Southwest China // Journal of Geochemical Exploration. – 2018. – V. 186. – P. 187-201.
156. Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – a case for bidirectional transport // Geochim. Cosmochim. Acta, 1988. – V. 52. – PP. 1327-1339.
157. Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V.14. P.493-571.

*Б) Фондовая литература*

158. Артюх И.И., Бедарев Н.П., Старожук В.С. Отчет о поисковых работах на вольфрам в бассейне рек Бугузун-Богуты (Отчет Аргутской поисковой партии за 1973-76 гг). 1976, с.224.
159. Бедарев Н.П., Далилхан Х. Отчет о поисково-оценочных работах на месторождении серебра Асхатин и поисках в его районе проведенных в 1982 – 1987 годах. Улан-Батор, 1987.
160. Бедарев Н.П., Ермаков В.Л., Говердовский В.А. Поисковые работы на месторождении серебра Асхатин и поисках в его районе. Новокузнецк, 1979.
161. Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Пospelова Л.Н. Предварительные данные о минеральном составе и условиях образования руд Асхатино-Озерной зоны (Юго-Восточный Алтай). Новосибирск, 1984.
162. Галанский В.М., Лященко Н.Г. Отчет Центральной экспедиции № 56 о результатах аэрогамма-спектрометрической съемки масштабов 1:200 000 и 1:25 000. 1992 г.
163. Говердовский В.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Кокоря и Бугузун в Горном Алтае. (Отчет Геологосъемочной партии о результатах геологического доизучения площадей и геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенных в 1990-1994 гг.). 1995 г.
164. Говердовский В.А. Магматические и рудные комплексы Юстыдского рудного узла (Юго-Восточный Алтай) /Дисс. на соиск. уч. степ. к.г.-м.н. /, 1991 г.
165. Гусев Н.И., Бедарев Н.П., Гутак Я.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Курайской рудной зоны в Горном Алтае (Отчет Чуйской партии о результатах геологического доизучения площадей масштаба 1:50000, проведенного в 1983-91 гг. в Курайской рудной зоне Горного Алтая. Листы М-45-56-В,Г; -68-А,Б,Г; -69-А,Б,В,Г и -70-В,Г. Новокузнецк, 1991.
166. Гутак Я.М. Палеонтологические исследования девонских отложений Рудного

Алтая и юго-восточной части Горного Алтая. 1992 г.

167.Зырянов А.Е. Бедарев Н.П. Отчет о поисковой оценке медно-вольфрамового оруденения на участке Кара-Оюк и поисках на флангах Кара-Оюкских зон (Отчет Аргутской партии за 1976-77 гг). с.Курай, 1977. с.128.

168.Кокин С.А. Отчет о поисковых работах на ртуть и полиметаллы (участки Перевальный, Кокури и другие). 1965 г. -207 с.

169 Крупчатников В.И. и др., 1993. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чаган-Бургазы и Богуты /Отчет Бугузунской партии о ГСР-50, проведенных в 1978-1993 гг./ Майма, 1993 г.

170.Логинов В.Т. Отчет Юстыдской партии по работам на Красногорском участке.1990 г.

171.Логинов В.Т., Подсадникова Н.А., Плетнева Т.В. и др. Результаты опережающих геофизических исследований с целью направления поисков руд цветных, редких и благородных металлов в пределах Юстыдского, Куруозекского и Чибитского участков (Отчет Юстыдской партии за 1982-1986 гг.). Новокузнецк, 1987

172.Логинов В.Т., Теплов Ю.М., Робертус Ю.В. и др. Результаты поисковых геофизических работ для изучения глубинного геологического строения и оценки перспектив Озерно-Каракульского участка на цветные, редкие и благородные металлы. (Отчет Юстыдской партии по работам 1987-90 гг.). Новокузнецк, 1990.

173.Нусинсон Л.С. Отчет о результатах поисковых и поисково-ревизионных работ на площади листа М-45-XXIV. 1958 г.

174.Павлова Г.Г., Борисенко А.С., Поспелова Л.Н. Минеральный состав, околорудные метасоматиты и геохимические особенности серебряных руд Юстыдского рудного узла. Новосибирск, 1987.

175.Пастухова А.В., Говердовский В.А. Обобщение геолого-геофизических материалов по Юстыдскому рудному району (отчет Аргутской партии за 1991-1993 гг.). 1993 г.

176.Родыгин А.И. Отчет по работам за 1951 г. 1952 г. -123 с.

177.Селин П.Ф., Соковых И.Д., Божуха А.П. Поиски медных и медно-редкометальных руд на северном фланге Каракульского месторождения и в Уландрыкской рудной зоне. Новокузнецк, 1990.

178.Соковых И.Д. Отчет о поисках и оценке медно-сурьмяно-свинцово-серебряных руд в Озерной рудной зоне в пределах западного склона хребта Чихачева (Аргутская партия). Курай, 1974.

179.Сухих Е.Ф. Отчет о поисковых работах масштаба 1:50 000. 1975 г.

180.Филоненко Г.И. и др. Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1:200 000 на Чуйской площади (Отчет по работам за 1980-1983 гг.). 1984 г.

181.Хромов В.М. Пояснительная записка к материалам для ТЭС по месторождению Кара-Куль. Бийск, 1985.

182.Широкушкин В.Д. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Моген-Бурень (Отчет о геолсъемке масштаба 1:50 000, проведенной в 1972-1974 гг. на листах М-45-72-А,Б (а), В, Г(а,в), -84-А(а,б), Б (а). Кызыл, 1975. -367 с.

## **MAGMO-ORE-METASOMATIC SYSTEMS JUSTYDSKII TROUGH OF ALTAY**

**A.I. Gusev**

Monograph devoted to description of different on composition magmo-ore-metasomatic systems (MOMS) Justydskii trough of Altay in it elucidated magmatism, metasomatic rocks and ores of cobalt, nickel, specularite, gold, silver, copper, tin, tungsten, lead, zinc, rare earth elements. Converted attention on the petrologic problems of ore-generating of magmatism and it geochemical and metallogenetic specialization. At first time for the region described the perspective epithermal gold-silver deposits, with it association copper-gold porphyres and gold-mercury ore mineralization. Separate site occupay actualization termodinamic and phisic-chemistry parameters of ore fluids.

Exposition of materials to magmo-ore-metasomayic systems lead in conformity with modern classification of ore deposits in region and supplay courses of “Geology” in party of expansion ore processes in Altai, Mongolia and Tuva.

For the wide circl of readers: schoolboys, teachers, scientific workers, students of dayly and instruction by correspondence branches natural-geographic faculties pedagogical universities, academy of education.

For geologists, and so for students of geological and geographic specialities universities.



Научное издание

**Гусев Анатолий Иванович**

**Магмо-рудно-метасоматические системы Юстыдского прогиба  
Алтая**

Монография

ISBN 978-5-85127-682-8

Научный редактор - доктор геолого-минералогических наук профессор Томского политехнического университета Ю.С. Ананьев (г. Томск).

Ответственный редактор кандидат геолого-минералогических наук

Е.М. Табакаева

*АГГПУ им В.М. Шукшина*

*659333. Н. Бийск, ул. Владимира Короленко, 53*

Сдано в набор 06.03.2020. Подписано в печать 09.03.2020

Формат 60x90/16. Гарнитура Times. Бумага офсетная. Печать оперативная.

Усл. печ. л. 19,9. Тираж 100 экз.

Заказ 1106 , с. (сп.) 2803.

Отпечатано в типографии «Матрица»

659303, г. Бийск, ул. Петра Мерлина, д. 27