МУЛЬТИЭТАПНАЯ МАГМО-РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРАКУЛЬ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Н.И. Гусев, [1] А.И.Гусев
ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург
[1] Бийский педагогический государственный университет, г. Бийск

Введение

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 оруденения, связанного с различным по кремнекислотности и глубинности формирования магматизмом: грейзеновое и жильное вольфрамитовое, оловянное, молибденовое, жильное кварц-альбит-шеелитовое, арсенидное медно-кобальтовое, жильное свинцово-цинковое, сульфоарсенидное никель-кобальтовое, серебряно-сульфосольное и ртутное.

Каракульское месторождение по составу является комплексным медно-кобальт-висмут-вольфрамовым. А.С.Борисенко и др. (1984) усматривают парагенетическую связь кобальтового оруденения с долеритами даек мантийной щёлочно-базальтовой магмы мезозойской тектономагматической активизации. Такие же выводы получены по результатам недавно завершившегося ГДП-200 на этой площади (Государственная…, в печати). Предполагается связь кобальтового оруденения с интрузивными образованиями и караоюкского, и теректинского комплексов (Третьякова и др., 2009). Нами более детально изучены метасоматиты и вещественный состав руд этого месторождения. Установлены ранее не описанные кварц-апатит-биотитовые и актинолитовые метасоматиты, а также минерализация никелевая сульфоарсенидная и редкоземельная, которые существенно уточняют представления о формировании этого месторождения и расширяют его перспективы.

Геологическое строение месторождения, рудогенерирующие магматиты, рудоносные зоны

Каракульское медно-висмут-кобальт-вольфрамоворудное поле расположено в западном экзоконтакте Барбургазинского гранитного массива позднедевонского юстыдского гранит-лейкогранитового комплекса (рис.1). Месторождение локализуется в зоне контакта ороговикованных терригенных образований барбургазинской (D_2) и богутинской (D_3) свит. Интрузивные образования представлены небольшим телом гранитоидов и дайками основного состава. Тело гипабиссальных гранитоидов выходит в северо-восточной части месторождения и, по-видимому, является крупной апофизой Барбургазинского гранитного массива. Апофиза размером 500х100 м имеет вытянутую форму и ориентирована в меридиональном направлении. Центральная часть сложена порфировидными гнейсо-гранитами, состоящими из микроклина, плагиоклаза, кварца и роговой обманки. В эндоконтактовой части увеличивается роль полевых шпатов. Структура пород крупнозернистая, текстура порфировидная. Контакты тела гранитов с вмещающими породами крутопадающие (80-85^0), сорваны и относятся к разломам взбросового характера. Граниты фиксируются локальной отрицательной магнитной аномалией.

В составе юстыдского комплекса предполагается присутствие двух фаз внедрения. Первая фаза включает рапакивиподобные высококалиевые граниты и лейкократовые граносиениты, во вторую фазу объединяются биотитовые порфировидные высокалиевые лейкогра-

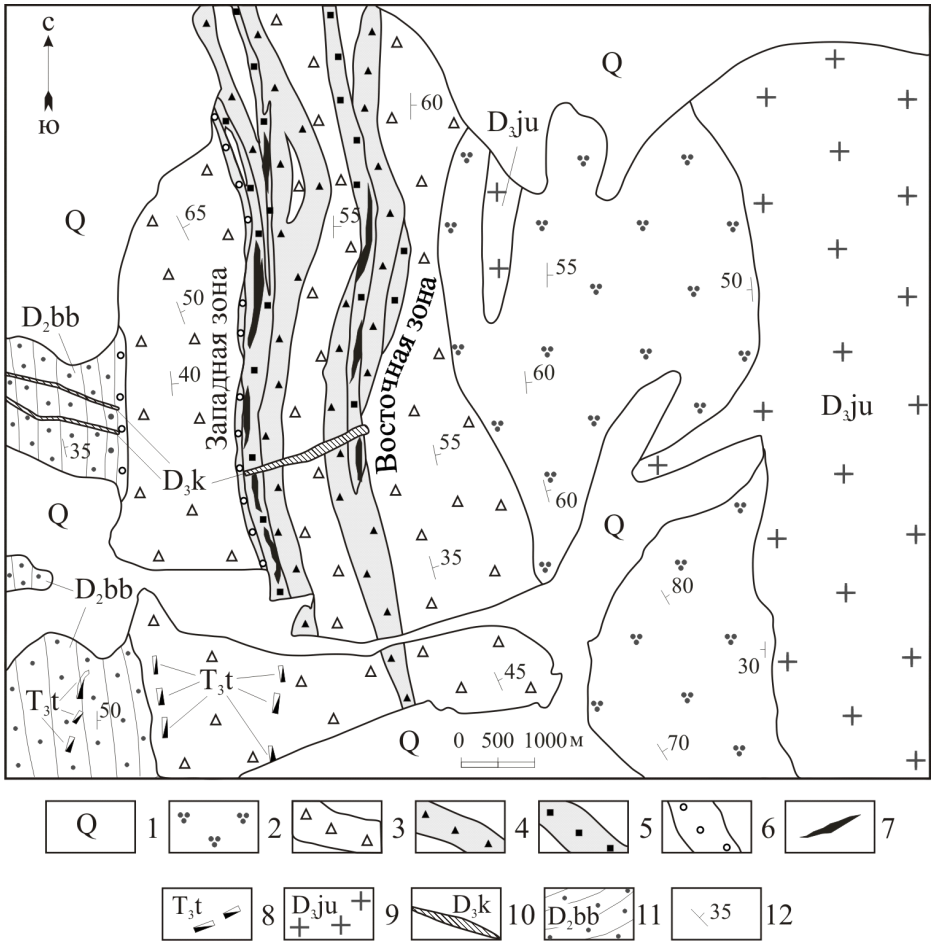

Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Каракуль (составлена авторами с использованием материалов из отчетов о поисково-оценочных работах В.М.Хромова, 1985 г. и геологосъемочных работах м-ба 1:50 000 В.И. Крупчатникова, 1993 г.)

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 Барбургазинского массива юстыдского комплекса; 10 - дайки долеритов караюкского комплекса; 11 - неизмененные осадочные породы барбургазинской свиты; 12 - элементы залегания пород и падения контактов гранитного массива.

ниты. В качестве жильной фации рассматриваются аплиты, пегматиты и пегматоидные граниты. Наряду с этим, многие исследователи считают массивы комплекса однофазными, но полифациальными с грубозональным строением. Зональность Юстыдского массива выражена в неравномерном 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 кварц-плагиоклазовые породы, являющиеся, вероятней всего, метамагматическими образованиями. Контактовые 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 развиты в пределах массивов данного комплекса очень ограниченно и, по данным В.И. Крупчатникова (отчет Бугузунской партии о ГСР-50 в этом районе за 1993г.) слагают небольшие участки среди биотитовых

лейкогранитов, имеют с ними постепенные фациальные переходы и концентрируются в эндоконтактовой части Юстыдкого и Богутинского массивов, а в последнем слагая мелкие «пятна» в его центральной части. По данным Л.А. Михалевой (1961), «пятна», сложенные рапакивиобразными порфировидными роговообманково-биотитовыми гранитами, приурочены к эндоконтактам массивов и содержат многочисленные ксенолиты диоритоподобных, в различной степени преобразованных мафитовых 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 (1987), представлен гастингситом.

Основной объем массивов юстыдского комплекса сложен порфировидными 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 (1987), 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.

Вышеуказанные структурные разновидности биотитовых лейкогранитов главной фазы существенно не различаются между собой по петрохимии и характеризуются пересыщенностью глиноземом и заметным преобладанием калия над натрием при повышенной железистости (что также фиксируется для составов биотитов) и общей щелочности с принадлежностью как к умеренно-щелочной, так и к известково-щелочной сериям. При этом средние значения суммы щелочей и для лейкогранитов ($Na_2O + K_2O = 7,75\%$), и для амфибол-биотитовых гранитов ($Na_2O + K_2O = 7,82\%$) располагаются в поле составов пород нормальной щелочности. Повышенные коэффициенты калиевости (0,54) и глиноземистости (1,05) при относительно низких значениях агпаитности (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 (2000), гранитоиды Юстыдского и Тоштуозекского массивов близки к геохимическому типу плюмазитовых редкометальных лейкогранитов. Фиксируется значительное обогащение редкоземельными элементами эндо- и экзоконтактовых фаций. Редкометальный индекс (по Таусону) варьирует от 960 в рапакивиподобных гранитах и 1600 в породах главной фазы до 5000 в породах эндоконтакта.

Дайковые породы представлены долеритами и долеритовыми порфиритами, которые выделяются в караоюкский догранитный (D_3) и теректинский постгранитный (T_3) комплексы (Гусев и др., 2009). В пределах месторождения к караоюкскому 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 плаги-

оклаза). В шлифах обнаруживается диабазовая, порфировидная структура – в основной ткани в массе плагиоклаза расположены зёрна пироксена. Минеральный состав (%): плагиоклаз – 50, пироксен – 30, магнетит- 15, биотит- 5, кварц до 1. Из акцессориев присутствует лейкоксенизированный сфен. Медно-кобальтовая арсенидная минерализация наложена на дайку: кварц-сульфидные жилы с пирротином, глаукодотом, кобальтином, арсенопиритом пересекают дайку. Местами наблюдается эффект экранирования – увеличение гнездовой вкрапленности указанной ассоциации сульфидов и ориентировка их вдоль контакта дайки.

Ориентировка постгранитных даек субмеридиональная (350^0-10^0), падение юго-восточное под углами 60-70^0, мощность 1-2 м. Это долеритовые порфириты 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. Акцессории – магнетит и пирит (до 2-3 %). Первичные минералы в значительной степени замещены вторичными: по пироксену развивается уралитовый амфибол, эпидот, хлорит; плагиоклаз пелитизируется, эпидотизируется.

В пределах рудного поля стратифицированные породы девона претерпели интенсивные околорудно-метасоматические изменения, которые выразились в турмалинизации, окварцевании, сульфидизации, хлоритизации, образовании 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, в 300 м к востоку от нее 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 м, протяжённость до 1500 м. Падение их в целом восточное под углами 50-75^0. Глубина распространения оруденения достигает 500 м. 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.

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. Обычно протяженность промышленных 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 и брекчиевидной текстурой и мелко-, тонкозернистой структурой. В составе руд преобладают пирит и пирротин, образующие сплошные массы, иногда 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, глаукодот, 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 %), глаукодот (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. 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 23 м (среднее 5,1) с содержанием Co от 0,03 до 0,48 % (среднее 0,21 %), Bi от 0,02 до 0,36 % (среднее 0,11 %), Cu от 0,08 до 1,3 % (среднее 0,56 %), WO_3 от 0,01 до 0,31 % (среднее 0,12 %). Среди этих тел обособляются следующие морфологические типы.

Пластообразные тела протяженностью по простиранию 100-140 м, по падению 160 м и мощностью от десятков сантиметров до 2-2,5 м. 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 и тонкозернистой структурой. В составе их преобладают пирит и пирротин, образующие сплошные массы с включениями вмещающих пород. В пирит-пирротиновой массе визуально 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 оруденения слагают второй морфологический тип рудных тел. Протяженность их по простиранию порядка 400 м, 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 их продолжением. Эти руды сложены многочисленными жилами и прожилками пирит-пирротинового состава мощностью от долей мм до 10-15 см. Протяженность их по простиранию 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. 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 %). Они распространены 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. Именно в этом типе руд нами обнаружены 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. Неокисленные 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 опоискованы отдельными маршрутами и единичными канавами. В их зоне окисления 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

Процесс рудообразования на месторождении Каракуль разделялся на несколько стадий (Seltman et al., 2007): кварц-турмалиновую, кварц-альбит-шеелитовую, кварц-хлорит-кобальтовую и халькопирит-пирротиновую. До последнего времени считалось, что основными метасоматитами на месторождении Каракуль являются турмалиниты. Нашими работами установлено, что до турмалинитов сформировался более ранний метасоматический агрегат *кварц-биотитовый.*

Дорудный *кварц-биотитовый агрегат* представлен преимущественно 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 биоти-

та, тремолита, актинолита или хлорита в ассоциации с альбитом и кварцем 1 генерации. Общая последовательность кристаллизации минералов по характеру границ и коррозионным взаимоотношениям индивидов представляется следующей: 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 0,02х0,2 до 0,05х0,6 мм). Как правило, ранний кварц несёт следы дробления и давления, обладает волнистым и блоковым погасанием и содержит обильные газово-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 образуют анхимономинеральные скопления размерами до 1 см. Нередко среди биотита отмечаются единичные выделения сфена размерами до 0,01х0,06 мм и более, частые удлинённо-призматические кристаллы апатита размером до 0,1х1,5 мм (рис.4: a и b). Отчётливо видна коррозия апатитом биотита. Иногда содержание апатита может достигать 1-4 % по объёму.

На классификационной диаграмме биотит месторождения Каракуль относится к ряду флогопит-аннита с небольшими колебаниями содержаний железа (табл. 1, рис.2). Биотит в этом агрегате хлористый (табл. 1) 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 ми-

1. Химические составы биотита и апатита месторождения Каракуль

Номера точек	4	9	5	11
Минерал / Состав	bt	bt	ap	ap
SiO_2	42.25	39.87	0	0
TiO_2	0.3	0.27	0	0
Al_2O_3	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_2O	0	0	0	0
K_2O	9.95	9.39	0	0
P_2O_5	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. Здесь и в табл.2. определения состава минералов проводились в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500 с энергодисперсионным микроанализатором LINK Pentafet (Oxford Instr.). Аналитик А.В. Антонов.

нералообразования 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, апатит является существенно фтористым, что обусловливает его повышенную ёмкость на содержание редких земель. Хлористый состав галогенсодержащих минералов часто коррелируется с повышенной платиноносностью сульфидных Cu-Ni месторождений. В этом отношении обращает на себя внимание повышенная хлористость биотита при его полной стерильности по фтору. Состав амфибола на классификационной диаграмме строго отвечает полю актинолита (рис. 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 0,005х0,2 до 0,1х0,5 мм. С биотитом оба минерала образуют взаимокоррозионные границы. Актинолит кристаллизовался раньше тремолита. Последний преобладает над актинолитом и нередко формирует мономинеральные скопления призмочек размерами 0,05х0,3 мм «диабазово» расположенных с образованием нематобластовой структуры. Изредка актинолит отмечается в виде спутано-волокнистых муаровых скоплений с редкими иглами актинолита размерами до 0,05х0,7 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 послойный (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 фиксируются зоны тектонических трещин.

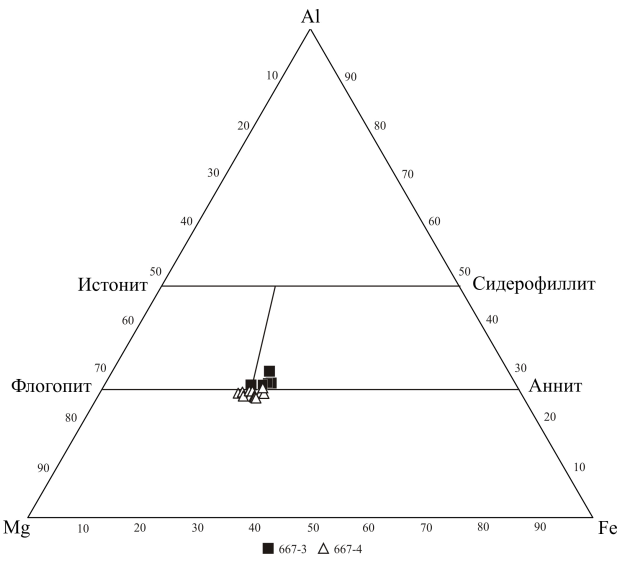

Рис. 2. Классификационная диаграмма слюд в координатах Mg – Al – Fe в шлифах 667-3 и 667-4.

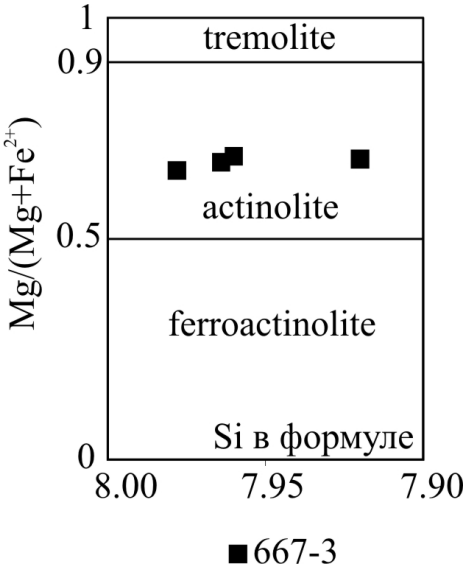

Рис. 3. Классификационная диаграмма амфиболов ряда актинолит-тремолита в шлифе 667-3.

Турмалиновые метасоматиты представляют собой массивные, реже полосчатые породы с гранобластовой, микрогранобаластовой структурами, состоящие из (%): кварца (30-60), турмалина (40-80), пирита (0,5-1 %), шеелита (до 0,5 %), единичных зёрен циркона, апатита, биотита, эпидота, хлорита, сфена, анатаза. По составу турмалин относится к магнезиально-железистой разности (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: 1) кварц-апатит-хлоантит-герсдорфит-аннабергитовый, 2) кварц-альбит-шеелитовый, 3) кварц-хлорит-кобальтиновый, 4) кварц-халькопирит-пирротиновый, 5) серебро-сурьмяный сульфосольный.

К наиболее раннему рудному этапу следует относить образование *кварц-апатит-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: (апатит 2, турмалин 2) – кварц 2 – сульфиды (хлоантит, герсдорфит, аннабергит, пирит I) (рис. 4).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). Чаще всего апатит наблюдается в контакте прожилков сульфидов описываемого агрегата с дорудным или на их продолжении 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 газово-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. 4, d). При этом хлоантит образует гипидиоморфные выделения размерами от 0,2 до 1,2 мм, нередко замещаемые сульфоарсенидами никеля. Герсдорфит корродирует кристаллы хлоантита и формирует аллотриоморфнозернистые агрегаты зёрен размерами 0,1-0,9 мм. Аннабергит локализуется в центре таких зональных прожилков и кристаллизуется в виде аллотриоморных зёрен размерами от 0,3 до 1,3 мм. Химические составы арсенидов никеля представлены в табл. 2. 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 полевом шпате отмечается «размытая» микроклиновая решётка. Пиритовый агрегат характеризуется мелкими выделениями в тонком срастании 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 рентгеновском по-

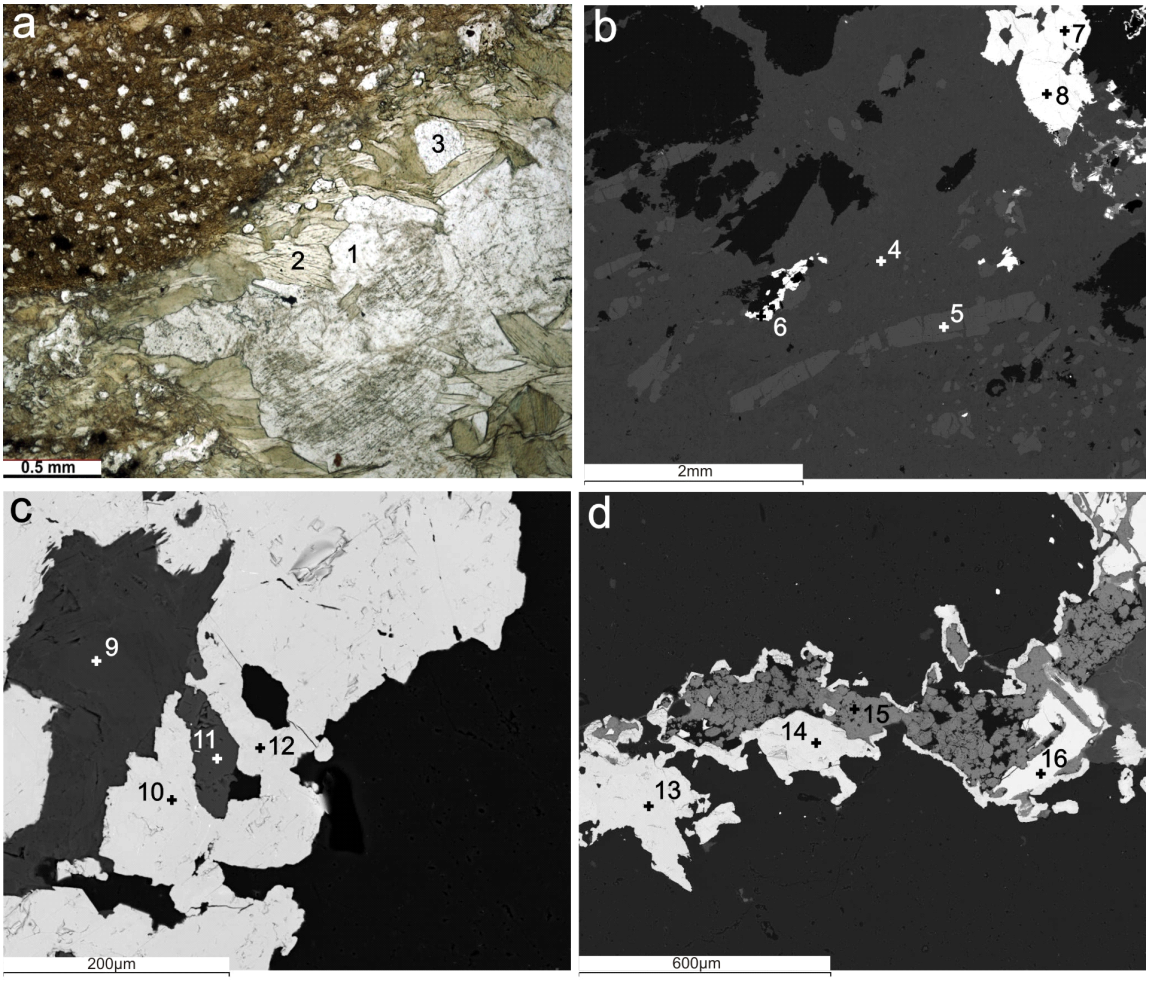

Рис. 4. Биотит-кварц-апатит-арсенидная кобальт- никелевая минеральная ассоциация (шлиф 667-4).

a – фото шлифа при || николях: 1- кварц, 2 – биотит, 3 апатит; b-d – фото в отраженном свете. Цифры около крестиков – соответствуют номерам анализов минералов в таблицах 1 и 2. На рис. b: серый матрикс – биотит (4), черные крупные включения – кварц, светло-серые удлинено призматические кристаллы – апатит (5), 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) –герсдофитовый (13 и 14) прожилок в центральной части с аннабергитом (15).

рошковом дифрактометре 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. Ассоциирует с халькопиритом, пиритом, имеет микропластинчатую структуру.

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

Следующий по времени кристаллизации является *кварц-халькопирит-глаукодот-кобальтиновый агрегат,* образующий прожилки и гнёзда в раннем пирите и пирротине. Кварц 3 генерации прозрачен, с нормальным погасанием, почти лишён газово-жидких включений и

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

Номера точек	6	7	16	8	10	12	13	14	15
Минерал / Состав	chl	chl	chl	ge	ge	ge	ge	ge	anb
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. См. также примечания к табл. 1.

встречается редко в краевых частях халькопирита, кобальтина и глаукодота. Халькопирит образует зёрна неправильной формы размером 0,002-0,5 мм; содержит включения висмутина, 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 срастается 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-пирротиновый тип руд отвечает позднему этапу и представлен линзовидными и пластообразными телами, залегающими согласно с вмещающими терригенными породами. 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. 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 могут достигать и 3-5 г/т в верхней части арсенопиритовых руд. Содержание золота в монофракции арсенопирита (по данным атомной абсосрбции) составляет 440-480 г/т (Seltman et al., 2007).

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

Термобарогеохимия и флюидный режим рудообразования

Особенности термобарогеохимии и флюидного режима рудообразования исследованы для двух образцов самого раннего этапа минералообразования – никель- арсенидного в Лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик Е.В. Толмачева).

Образец 667. В образце наблюдаются две генерации кварца: ранняя и поздняя. Более ранний кварц трещиноватый, мутный от обилия субмикроскопических флюидных и твердо-

фазовых 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 (сингенетичных) флюидных включений в новообразованном кварце. Они представлены субмикроскопическими (около 1-2 микрон) газово-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 (постгенетичных) включений. Они представлены газово-жидкими включениями высококонцентрированных водно-солевых растворов, в которых содержится несколько (2-4) солевых фаз. Иэ 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 был щелочной.*** При нагревании газово-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^{0}С и T_2 (Т полной гомогенизации) – 395 и 410^{0}С. 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.

Образец 667-4. Кварц представлен двумя генерациями: ранней и поздней. 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 кристалличес-

ких 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^{0}С 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 дополнительного 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. 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^{0}С.*** Переход к формированию кварца свидетельствует о смене щелочных условий кислотными.

Таким образом, установлено изменение состава флюида от высокоплотных флюидно-силикатных рассолов на ранней стадии, до высококонцентрированных газово-жидких водно-солевых растворов и до водно-солевых растворов слабой концентрации на завершающей стадии. Наблюдается изменения кислотно-щелочных свойств флюида: кислотная (безрудная) стадия сменилась щелочной (рудообразующей), а затем кислотной (безрудной) и снова щелочной (рудообразующей). Рудообразование происходило при снижении P и T, причем особенностью изученных метасоматитов являются исключительно высокие T как начальной стадии (более 510^{0}С), так и конечной (около 300^{0}С) 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. Рудообразование происходило при пульсационной смене условий сжатия условиями растяжения и увеличения пористости пород. Основными при-

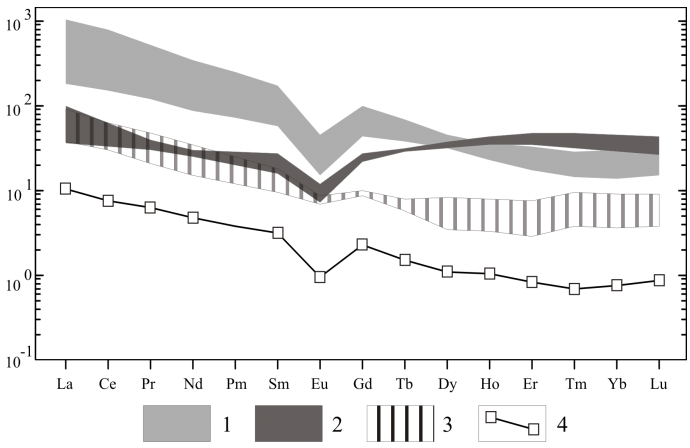

Рис. 5. Структура распределения редкоземельных элементов в некоторых рудах Юстыдского рудного узла.

Нормирование по составу хондрита (Sun, McDonough, 1989). 1– каракульские руды, обогащенные РЗЭ с вогнутой структурой тяжелых РЗЭ (пробы 667, 667-1, 667-2, 667-4, 667-7), 2 – каракульские руды с висмуто-свинцово-теллуридной минерализацией, обедненные легкими РЗЭ и с выпуклой структурой тяжелых РЗЭ (пробы 667-3, 667-5), 3 – руды Озерного месторождения с сульфосольным оруденением (пробы 668, 671) , 4 – медно-кобальтовые руды участка Караоюк (проба 672-1)

чинами рудообразования (формирования рудных метасоматических тел) служили, в основном, изменения кислотно-щелочных свойств флюидной проработки, что создавало повышенную пористость в породах на фоне снижающейся Т и, особенно, Р.

Химические составы некоторых типов руд по штуфным пробам Каракульского месторождения и соседних месторождений рудного узла сведены в табл. 3. Никель-арсенидные руды, как следует из представленной таблицы, характеризуются аномально высокими концентрациями РЗЭ и особенно лёгких РЗЭ, а также меди и молибдена. В распределении РЗЭ выявляется два типа: с вогнутой структурой тяжёлых РЗЭ - никель-арсенидные руды раннего этапа минерализации и с выпуклой структурой при наложении висмут-свинцово-теллуридной минерализации позднего этапа (рис. 5). Караюкские медно-кобальтовые руды содержат на два-три порядка меньше РЗЭ, чем каракульские руды.

Аномальная структура геохимического поля (АСГП)

АСГП Озёрно-Каракульской площади Юстыдского рудного узла, построенная по данным геохимического картирования масштаба 1: 50 000, 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. Обращает на себя внимание единая зона транзита, образовавшаяся вокруг Каракульского и Озёрного месторождений (рис. 6).

Рудные поля этих объектов и зоны выноса химических элементов в структуре АСГП субпараллельны западному контакту выходов гранитов Барбургазинского массива, отражая унаследованность и длительность развития магмо- и рудоконтролирующих разломов и оперяющих структур, контролировавших на раннем этапе внедрение даек караоюкского комплекса (D_3), затем гранитоидов, а на позднем этапе инъекции даек теректинского (T_3), а затем и подведение гидротермальных растворов, формировавших околорудные метасоматиты свинцово-серебряных руд и геохимическое наложенное поле. Склонение АСГП всех рангов в геохимических полях ЮЮЗ. Геохимическая зональность АСГП показывает больший 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 три 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 караоюкского комплекса.

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

№№ проб Компо-нент	667	667-1	667-2	667-3	667-4	667-5	667-7	672-1	668	668-1	671
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	41,6	37,3	51,8	20,2	47,1	61,7	43,4	32,9	40,3	-	28,4
TiO_2	0,23	0,2	1,0	0,12	0,22	0,52	0,57	0,04	0,39	-	0,13
Al_2O_3	5,71	6,85	9,6	1,8	9,5	12,8	7,89	1,02	6,73	-	3,07
Fe_2O_3t	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_2O	0,11	<0,05	<0,05	0,14	0,39	0,08	0,22	0,37	0,12	-	1,09
K_2O	3,71	3,58	5,61	1,53	5,15	5,37	4,58	0,13	2,12	-	0,78
P_2O_5	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	10000
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
ΣTR	669,9	706,95	1022,3	114,6	231,13	82,78	314,9	11,71	45,89	49,93	89,92

Примечание. 1-7- Каракульское месторождение, 8 – проявление Караоюк, 9-11- Озерное месторождение. Анализы выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ: силикатный анализ пород на главные компоненты - рентгено-спектральным флуоресцентным методом, определения Co, Ni, Zn, Pb, Cu – ISP-AES, остальные элементы, в том числе РЗЭ - методом ISP-MS. Прочерк – определение не проводилось.

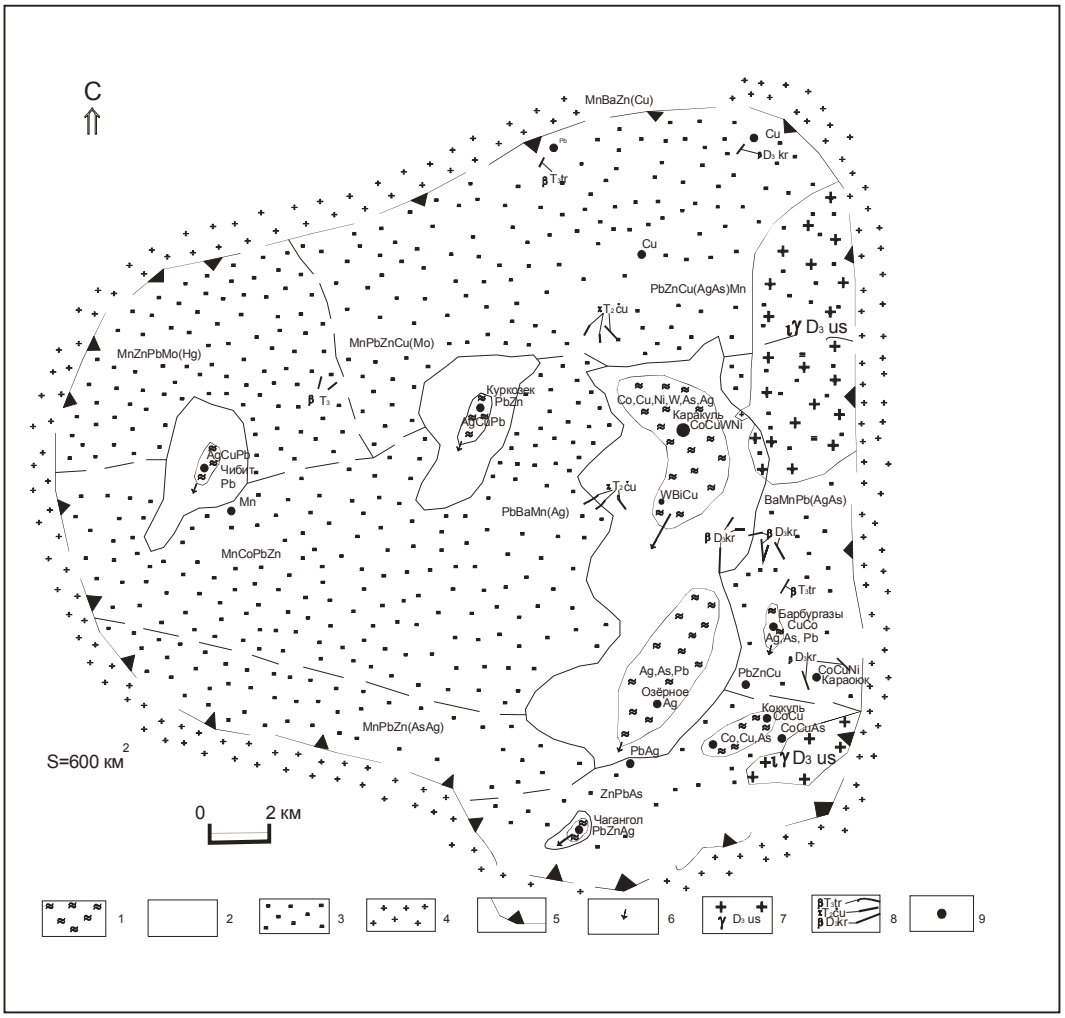

Рис. 6. Фрагмент аномальной структуры геохимического поля (АСГП) Юстыдского рудного узла (составлена Гусевым А.И. по данным литогеохимического опробования масштаба 1:50000 из отчёта В.И. Крупчатникова, 1993).

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 караююкского, чуйского и теректинского комплексов; 9 - месторождения и проявления полезных ископаемых.

Технологические свойства руд

По результатам технологического анализа трех малых технологических проб (№5, 6, 9) из отчета В.М.Хромова (1985), 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 %; глаукодот – 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 круп-

ности 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 1 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 % может направляться на доводочный завод для получения искусственного шеелита. Изучение возможности получения золота и серебра, никеля и редких земель из руд Каракульского месторождения не проводилось.

Обсуждение полученных результатов

Изложенные материалы показывают, что в рудном узле наблюдается определённая последовательность внедрения интрузивных и дайковых комплексов, с которым связываются разноэтапные метасоматиты и руды. Предварительная геолого-генетическая модель формирования сложной магмо-рудно-метасоматической системы Каракуль сводится к следующему сценарию.

Догранитный комплекс даек долеритов караоюкского 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 рудолокализующие разломы. Состав даек долеритов не вызывает сомнений в их мантийной природе (Гусев и др., 2009). На диаграмме долериты караоюкского комплекса попадают на высококалиевую ветвь частичного плавления перидотита (рис. 7), отражая меньшую степень частичного плавления, чем поздних долеритов терактинского комплекса. С дайками долеритов караоюкского комплекса, вероятно парагенетически, связано раннее никель-арсенидное оруденение (кварц-апатит-хлоантит-герсдорфит-аннабергитовая минерализация) и сопровождающие метасоматиты (кварц-биотитовый агрегат с апатитом с повышенными концентрациями редких земель).

Следующий этап связан с внедрением и становлением гранитоидов юстыдского комплекса. Парагенетически с ним, вероятно, связаны кварц-альбит-шеелитовые микропрожилки, пересекающие турмалиниты. После значительного перерыва произошло внедрение даек чуйского лампрофирового комплекса (T_2), с которым, вероятно парагенетически, связана минерализация сульфоарсенидно-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 даек долеритов терактинского комплекса (T_3), с которыми парагенетически связаны медно-пирротиновые руды. К этому типу, видимо, относится Караоюкское медно-кобальтовое про-

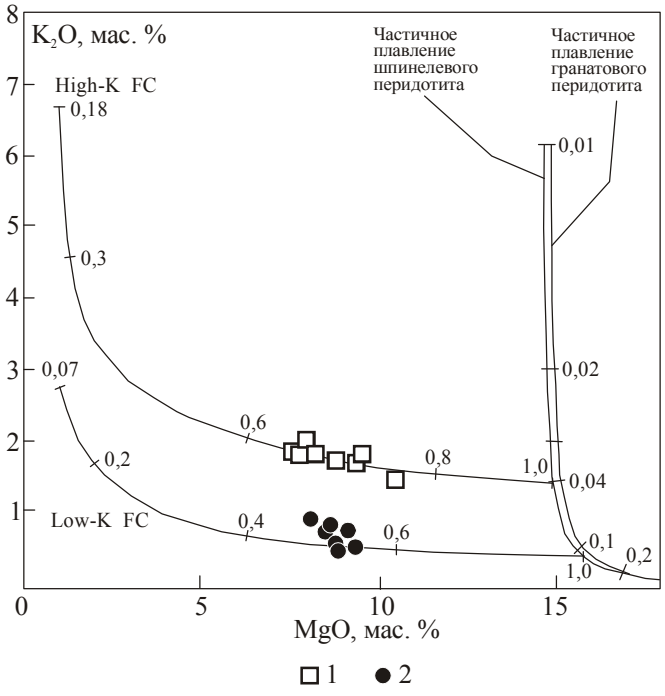

Рис. 7. Диаграмма K_2O – MgO для дайковых образований караоюкского и терентинского комплексов Каракульского рудного поля

Основа диаграммы по K. Putirka, C.J. Busby (2007). Близкие к вертикальным две параллельные лини справа отображают частичное плавление перидотита. Штрихи с цифрами на них показывают степень фракционирования частичного расплава. Отходящие влево лини отображают тренды фракционной кристаллизации (FC) низко-K_2O и высоко-K_2O расплавов, которые отщепляются при разной степени частичного плавления перидотита. 1 - долериты караоюкского комплекса, 2 - долериты терентинского комплекса.

явление с низким содержаниями РЗЭ в рудах. По нашим наблюдениям, с дайками терентинского 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 (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. 8).

Следующий этап в развитии Каракульской МРМС соотносится с активизацией региона под влиянием разломной тектоники Сибирского суперплюма (Борисенко и др.. 2006), овеществлённого в прожилках серебряно-сурьмяной сульфосольной минерализации.

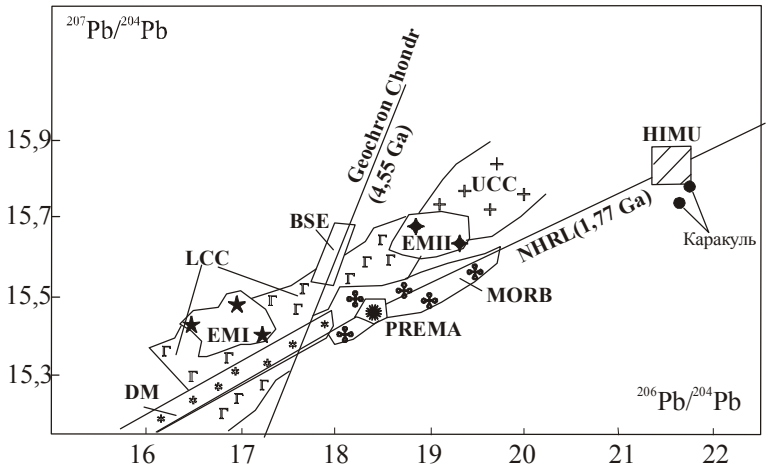

Рис. 8. Диаграмма $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ для галенита месторождения Каракуль

Основа диаграммы, положение источников и компонентов по H. Rollinson (1994): PREMA- превалирующая мантия; DM – деплетированная мантия; HIMU- компонент мантии, обогащённый радиогенным свинцом; EM I – обогащённая мантия нижнекоровым компонентом; EM II – обогащённая мантия верхнекоровым компонентом; MORB – океанические базальты; BSE- валовый состав Земли; LCC, UCC – нижне- и верхнекоровый компоненты; Geochron Chondr-хондритовая геохрона; NHRL- положение изотопной корреляционной диаграммы в северной полусфере от проверочной линии. 1 - составы радиогенных изотопов свинца месторождения Каракуль.

Литература

Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск: Наука,1984. 165с.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166-182.

Говердовский В.А. О времени формирования магматических образований Юстыдского прогиба (Юго-Восточный Алтай) // Геол. и геофиз., 1987.- № 5. – С.116-118.

Говердовский В.А., Руднев С.Н. Распределение редкоземельных элементов в гранитах юстыдского комплекса (Горный Алтай) // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая». Материалы региональной научно-практической конференции. Барнаул, изд-во АГУ, 2000. с. 335-339.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (второе поколение). Серия Алтайская. Лист M-45-XXIV (Ташанта). Объяснительная записка./ Попова О.М., Кривчиков В.А., Пономарев А.Л., Русанов Г.Г. –СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 253с. В печати.

Гусев Н.И., Шокальский С.П., Вовшин Ю.Е., Кашин С.В., Крупчатников В.И., Пономарев А.Л. Гранитоиды и базиты Юстыдского рудного узла // Регионал. геол. и металлогения, 2009, № 40, в печати.

Михалева Л.А. О позднегерцинских гранитах калбинского типа в Горном Алтае// Геол. и геофиз., 1961, №2. с. 31-45.

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.

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.

Borisenko A.S., Pavlova G.G., Goverdovsky V.A., Gusev N.I., Vasyukova E.A. The age of the lamprophyres of Chuya complex and their correlation with granitoid magmatism and mintralization // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: Abstracts of the International Symposium. – Novosibirsk: Sibprint. 2009, p. 50-53.

Putirka K., Busby C.J. The tectonic significance of high-K2O volcanism in the Sierra Nevada, California // Geology, 2007, v. 35, p. 923-926.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. – Essex: London Group UK Ltd., 1994. – 352 p.

Seltman R., Borisenko A., Fedoseev G. (Eds). Magmatism and Metallogeny of the Altai and adjacent Large Igneous Provices with an introductory essay on Altaids. – IAGOD Guidebook Series 16. – CERCAMS /NHM, London, 2007. 294 p.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: Magmatism in the ocean basins. Eds. Saunders A.D. & Norry M.J. Geol. Soc. Special Publ., 1989, № 42. P. 313-345.