

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЮБАВИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Г. В. ШУБИН, А. В. МАЦЮШЕВСКИЙ (ТПИ)

Любавинское золоторудное месторождение располагается на юге Читинской области и приурочивается к интравегиональной зоне повышенной трещиноватости субширотного простираия. В пределах этой зоны концентрируются магматические и рудные образования.

В геологическом строении Любавинского месторождения принимают участие: 1) гранитоидные штоки триасового возраста, имеющие сложную морфологию при общей вытянутости в субширотном направлении, 2) дайковые породы, представленные в последовательности становления альбитофирами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами и порфиритами, микродиоритами, порфиритами и спессартитами. Эти породы образуют дайковый пояс сложной морфологии при общем субширотном простираии. Дайковые образования рядом исследователей рассматриваются как комплекс малых интрузий верхнеюрского возраста.

Указанные выше магматические образования прорывают пермскую песчано-сланцевую толщу алевролитов-пелитовых сланцев, переслаивающихся с песчаниками. К этой же зоне трещиноватости приурочены кварцево-золоторудные жилы, концентрирующиеся в пределах гранитоидных штоков. Все выше перечисленные обстоятельства пространственного распределения и условий формирования магматических и рудных образований позволяют рассматривать Любавинскую зону повышенной трещиноватости как вестник на поверхности глубинного разлома.

Рудные тела представлены кварцевыми жилами с незначительным количеством сульфидов и выполняют в основном структуры широтного, северо-западного, северо-восточного и меридионального направлений. Изучение минерализации рудных тел позволило выделить на месторождении шесть минеральных ассоциаций (арсенопирит-пиритовую, кварцевую, кварцево-сульфидную, кварцево-анкерит-золото-сульфидную, кварцево-пиритовую, кварцево-кальцит-сульфидную), которые можно объединить в пять стадий (рис. 1). Ниже приводится описание этих стадий в их возрастной последовательности.

Стадия арсенопиритовая представлена арсенопиритом, реже пиритом и связана с первыми порциями гидротермальных растворов, которые, пропитывая зоны дорудных тектонических нарушений, отлагали во вмещающих породах и этих зонах спорадически рассеянные правильные кристаллы арсенопирита и пирита. Последние сопровождаются образованием небольшого количества серицита. Характерной особенностью данной минерализации является наличие дисперсного золота, свя-

занного с арсенопиритом. Чтобы определить, какое это золото — сингенетичное с арсенопиритом или позднее, адсорбированное поверхностью его кристаллов, были проделаны следующие анализы: пробирный, дитизоновый, дитизоновый, но с предварительной обработкой поверхности кристаллов арсенопирита с целью устранения возможного адсорбированного

СТАДИИ МИНЕРАЛЫ	ГИПОГЕННАЯ ЭПОХА					ГИПЕРГЕННАЯ ЭПОХА
	АРСЕНОПИРИТОВАЯ	КВАРЦЕВАЯ	КВАРЦЕВО-СУЛЬФИДНАЯ	ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНАЯ	КАРБОНАТНАЯ	
АРСЕНОПИРИТ	—		—			
ПИРИТ			—			
ВОЛЬФРАМИТ		—		—		
МОЛИБДЕНИТ			—			
СФАЛЕРИТ				—		
ГАЛЕНИТ				—		
ПИРРОТИН				—		
ХАЛЬКОПИРИТ				—		
ТЕТРАЭДРИТ				—		
БУЛАНЖЕРИТ				—		
ЗОЛОТО				—		
ФЕНГИТ				—		
АЛЬБИТ		—				
АНОРТОКЛАЗ		—				
КВАРЦ		—				
АНКЕРИТ					—	
КАЛЬЦИТ					—	
ХЛОРИТ					—	
ХАЛЬКОЗИН						—
АНГЛЕЗИТ						—
ЦЕРУССИТ						—
КОВЕЛЛИН						—
ГЕТИТ						—
МАЛАХИТ						—
ПИРОМОРОФИТ						—
РУДООБРАЗУЮЩИЕ ЭЛЕМЕНТЫ	Au, As	W	As, Mo	Pb, Cu, Zn, Sb, Au	As	
СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ	Bi, Sn	W	Bi, Sn	Hg, Cd, Jn, Bi, Sn, Cr, Ga	Sr	
СКВОЗНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	Pb, Mo, Cu, Zn, Ag, Sb, Mn, Co, Ti, Ni, As, Ba					

Рис. 1. Парагенетическая схема минералообразования

золота. Все эти анализы показали наличие золота в арсенопирите. Таким образом, проведенные анализы позволяют говорить, что золото было сингенетично с арсенопиритом и располагалось внутри его кристаллов.

Кварцевая стадия характеризуется образованием как крупных жил, так и целого ряда мелких прожилков с одновременным окварцеванием и серицитизацией вмещающих пород. Основным минералом является серый средне- и мелкозернистый кварц, нередко с друзовыми пустота-

ми, выполненными гребенчатым кварцем, иногда совместно с сульфидами более поздних стадий.

Просмотр большого количества кварцевых жил и штуфов указывает на наложенный характер сульфидной минерализации, сам же кварц сопровождался выделением анортоклаза, альбита и небольшого количества вольфрамита.

Кварцево-сульфидная стадия. Для этой стадии характерны сульфиды, представленные пиритом, арсенопиритом и молибденитом, которые проявляются в виде гнезд, реже прожилков в основной массе молочно-белого, большей частью мелкозернистого кварца. С этой стадией связаны небольшие по масштабам явления окварцевания и серицитизации вмещающих пород. Характерной особенностью данной стадии является наличие молибденита, который, встречаясь в пластинчатых и радиально-лучистых агрегатах, большей частью пространственно отделен от ассоциации остальных сульфидов. Чаще всего молибденит приурочивается к зальбандам кварцевых жил.

Золото-сульфидная* стадия определяет собственно рудную минерализацию, проявившуюся в виде маломощных прожилков, состоящих из кварца, анкерита, хлорита в ассоциации с пиритом, сфалеритом, галенитом, пирротином, халькопиритом, тетраэдритом, буланжеритом и золотом. Проявление описываемой минерализации сопровождалось интенсивным процессом серицитизации как вмещающих пород, так и собственно кварцевых жил, с образованием в последнем случае типичных кварцево-серицитовых пород. После становления основной золото-сульфидной минерализации произошли небольшие внутретадийные подвижки, которые ознаменовались проявлением голубовато-серого халцедонового кварца, сопровождаемого мелкозернистыми мономинеральными агрегатами пирита. Из минералов данной стадии обращает на себя внимание сфалерит, содержащий в себе различное количество телец распада твердого раствора. Последние представлены халькопиритом, пирротином и станнином (?). Обычно продукты распада имеют овальную (халькопирит) или веретенообразную (пирротин) форму и располагаются либо внутри двойниковых индивидов, либо по плоскостям спайности и двойниковым швам.

В отдельных случаях тельца распада располагаются неравномерно по всей площади зерна — краевые части зерен сфалерита содержат большее количество телец распада, чем центральные части зерен. Иногда встречаются тельца распада, представленные не одним, а одновременно двумя минералами — халькопиритом и пирротином. При этом граница раздела халькопирит — пирротин четкая прямая или плавная кривая линия без следов коррозии.

В единичных случаях встречаются агрегаты сфалерита с включениями кристаллов пирита, располагающихся в виде параллельных зон. Этот факт рассматривается нами как структура периодически-ритмичного отложения сфалерита и пирита. В ассоциации галенит—халькопирит—тетраэдрит—буланжерит—золото основная масса галенита выделялась преимущественно раньше всех перечисленных минералов, однако есть данные, позволяющие говорить о том, что процесс выделения галенита из растворов продолжался в малых количествах вплоть до выделения тетраэдрита, о чем свидетельствуют графические прорастания галенита с тетраэдритом.

Отличительной особенностью халькопирита является установление наличия в нем включений сфалерита. Форма этих включений весьма разнообразна: четырехлучевые звездочки, скелетные формы с «кубическим крестом осей» [13], ветвистые и лапчатые выделения. Тельца сфалерита имеют резкие ровные границы и представляют собой монокристалли-

ческие зерна. Следует также отметить, что лучи звездочек в пределах одного зерна халькопирита располагаются параллельно друг другу. Все выше отмеченное с учетом того, что размеры элементарных ячеек пространственной решетки сфалерита ($a_0 = 5,39$) и халькопирита ($a_0 = 5,24$) приблизительно равны при координационном числе 4-х этих минералов, позволяет рассматривать эти выделения сфалерита в халькопирите как тельца распада твердого раствора. Подобные же выводы можно встретить и у ряда других исследователей [13, 19].

Золото является самым поздним минералом четвертой стадии. Характерным является тесная пространственная связь золота с арсенопиритом, галенитом и халькопиритом. Нередко золото наблюдается без видимой связи с сульфидами, образуя ангедральные выделения в кварце. Как показали исследования, морфология золотин весьма разнообразна (рис. 2) и зависит от характера выполняемого золотом пространства. Все разнообразие морфогенетических типов золотин можно свести к трем

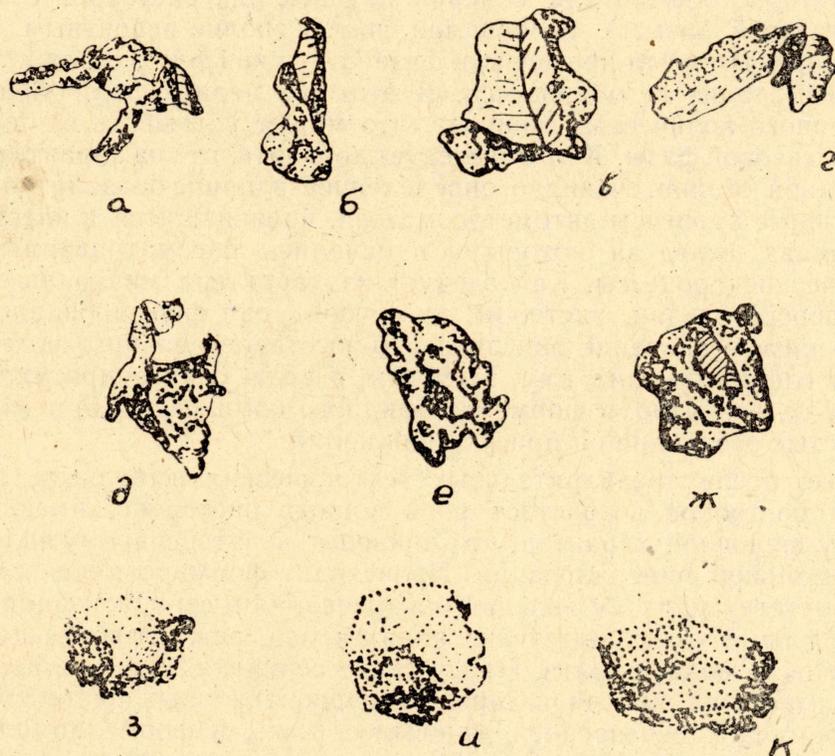


Рис. 2. Морфология золотин. Пояснения в тексте

группам [9, 10]: 1) золотины, сформировавшиеся путем выполнения трещинных полостей, здесь выделяются следующие формы золотин: комковидно-угловатая (рис. 2, *е*), жилковидно-пластинчатая (рис. 2, *ж*), дендрито-листоватая (рис. 2, *д*), амёбовидная (рис. 2, *а*); 2) золотины, сформировавшиеся путем выполнения межзернового пространства в кварцевых жилах, в этом случае имеем следующие формы золотин: игловидные (рис. 2, *б*), сложноузорчатые с отпечатками отдельных кристаллов кварца и других минералов (рис. 2, *в*), тонкопластинчатые, угловатые (рис. 2, *г*); 3) золотины, сформировавшиеся путем замещения ранее отложенных минералов. Для золотин этой группы характерны зерновидные, каплевидные и амёбовидные формы.

Стадия карбонатная свое отражение нашла в образовании прожилков и гнезд, сложенных кальцитовыми или кварц-кальцитовым агрегатом, нередко с пустотами, выполненными хорошо образованными

ромбоэдрическими кристаллами кальцита и мелкими друзами кварца. В эту стадию происходило отложение крайне незначительного количества пирита и арсенопирита, которые, как и кварц, не всегда равноценно сопровождали кальцит, как главный минерал этой стадии.

Анализ фактического материала по развитию минеральных ассоциаций в период формирования всех вышеописанных стадий позволяет высказать следующие соображения по генетическим особенностям месторождения.

В самом начале своего развития минералообразующие растворы были способны к переносу мышьяка, железа, золота, серы и калия, характерные для арсенопиритовой стадии. Следует, очевидно, принять, что эти первые порции растворов были обогащены летучими компонентами, благодаря которым отложение минерального вещества происходило не в виде прожилков или жилков, характерных для жидких растворов, а в виде спорадической вкрапленности отдельных хорошо образованных кристаллов, что характерно обычно для минералообразующих растворов с преобладанием газовой фазы. А. Е. Ферсман считал вполне вероятным кристаллизацию арсенопирита примерно в фазе G — в конечную надкритическую фазу пневматолитового процесса. В этот же период шло образование определенного количества серицита, что может указывать на щелочной характер газовой фазы. К этому следует добавить, что на характер щелочности данной стадии, очевидно, определенное влияние оказали более ранние щелочные процессы аутометасоматоза, проявившиеся в интрузивных образованиях, вслед за которыми и начались рассматриваемые постмагматические процессы. Как следует из характера минеральной ассоциации первой стадии, растворы, из которых она формировалась сравнительно низкое значение окислительно-восстановительного потенциала. Золото и сопутствующие ему элементы в этом случае присутствовали в растворах, вероятно, в форме сульфидного комплекса [15] и мышьяково-сернистых соединений в присутствии калия.

Далее, после предварительных тектонических импульсов, по мере развития растворов возрастает роль водных растворов, имеющих по-прежнему щелочной характер, что приводит к интенсивному наложению гидротермальной минерализации. Происходит формирование кварцевых жил и сопутствующих им явлений окварцевания и серицитизации. В этот же период происходит выделение анортоклаза, реже, альбита и небольших количеств вольфрамита. Присутствие серицита, анортоклаза и альбита указывает на щелочной характер первоначальных растворов, в которых кремнезем переносился, вероятнее всего, в форме комплексного соединения типа $(K, Na)_2 SiO_3$ [6], вольфрамит в форме соединения $(K, Na)_2 WO_4$ [1]. Такое предположение подтверждается данными химии, экспериментальными работами и, наконец, непосредственным изучением особенностей парагенезиса минералов данной стадии.

Как указывает А. Г. Бетехтин [2], условия, необходимые для выделения вольфрамита на ранних этапах рудного процесса при повышенной концентрации свободных ионов кислорода, могут указывать на то, что формирование кварцево-золоторудных жил происходило на небольших глубинах.

Наличие преобладающего количества сульфидов, присутствие анкерита, серицита и хлорита указывает на то, что формирование минеральных ассоциаций кварцево-сульфидной и золото-сульфидной стадий происходило из щелочных или слабощелочных растворов. Широко распространенные на месторождении вкрапленные текстуры руд, тонкие рудные прожилки, четкая последовательность рудных минералов, коррозионные отношения между ними, а также отсутствие колломорфных структур — все это скорее указывает на образование руд из истинных растворов.

Присутствие карбонатов, сульфидов, как указывает В. Ф. Барабанов [1], рассматривается как прямое доказательство отсутствия в растворах более сильных кислот. А. Г. Бетехтин считает весьма благоприятной средой для образования сульфидов, а также хлорита, серицита и карбонатов щелочные растворы. Р. Л. Фолк [21] показал, что серицит образуется в слабощелочных растворах, ибо при повышении кислотности растворов серицит становится неустойчивым. В. В. Щербина [17], рассматривая формы переноса химических элементов при процессах послемагматического минералообразования, на многочисленных примерах показал, что для 90% месторождений этого типа условия рудоотложения характеризуются наличием слабощелочной среды.

Что касается форм переноса рудного вещества в гидротермальных растворах данных стадий, то об этом можно судить только косвенным путем на основании анализа продуктов их деятельности, а также оценки имеющихся экспериментальных данных. Как показали теоретические и экспериментальные исследования по этому вопросу, главнейшей формой переноса металлов в растворах являются комплексные соединения [4, 11, 14, 18]. Особое значение для комплексообразования имеет постоянное наличие в рудообразующих растворах натрия и калия, приводящее к обязательному образованию устойчивых комплексов [11].

В связи с этим рассмотрим характер переноса основных компонентов рудных жил гидротермальными растворами, которые на протяжении кварцево-сульфидной и золото-сульфидной стадии минералообразования оставались существенно калиевыми.

Учитывая вышесказанное, нам представляется, что перенос кремнезема происходил в виде соединения типа K_2SiO_3 , перенос основных рудных элементов, учитывая данные Н. Г. Тюрина [15], происходил в форме сложного комплексного соединения $K_n [Me(S_2O_3)^{3-}_2]$ при возможном участии аниона CO_3^{2-} , на что указывает присутствие карбонатов. При этом остается отметить, что комплекс золота, как указывает Н. Г. Тюрин, обладает исключительной прочностью и превосходит аналогичные комплексы меди, свинца и других металлов. Это обстоятельство является одним из существенных факторов, определяющих самое позднее время выделения золота на месторождении.

На последовательность выделения минералов, как указывает А. Г. Бетехтин [2], большое влияние оказывает режим серы и кислорода с учетом изменения давления и температуры. Если мы рассмотрим последовательность выделения минералов в кварцево-сульфидную стадию, представленную ассоциацией арсенопирит—пирит—молибденит, то увидим, что прежде всего происходит общее увеличение концентрации серы к концу стадии. Данное обстоятельство определило в начале выделение «малосернистого» арсенопирита, а затем пирита и молибденита, как «высокосернистых» соединений. В этой же последовательности идет и увеличение окислительного потенциала, что выражается в смене иона S_{-2} на S_2^{2-} , ибо присутствие арсенопирита указывает на низкий окислительно-восстановительный потенциал [2] в начальный период этой стадии.

Далее, после предварительных тектонических подвижек началось отложение минеральной ассоциации золото-сульфидной стадии, в период которой растворы, продолжая оставаться «высокосернистыми», в то же время характеризуются изменчивым окислительно-восстановительным потенциалом. На последнее указывает чередование выделений пирита и сфалерита. Вслед за этим окислительный потенциал выравнивается в сторону его уменьшения, что обусловило выпадение галенита, пирротина и халькопирита. Конечные этапы развития золотосульфидной стадии характеризуются повышением окислительно-восстановительного потенциала и выделением сульфоантимонитов. Экспериментальные работы

С. Робинсона [20] и исследования Г. С. Лисецкой (1954), как отмечает Г. Н. Гамянин [4], показали, что образование сульфoантимонитов происходит только в щелочной среде вследствие образования комплексного аниона сурьмы (SbS_2^-), определяя, как мы это имеем на месторождении, парагенезис галенит-тетраэдрит-буланжерит, что отчетливо можно видеть на диаграмме состав парагенезис $\text{Pb—Cu—S}^{2-}—\text{SbS}_2^-$, приводимой Г. Н. Гамяниным (рис. 3).

Выделение относительно большой массы галенита обусловило снижение концентрации S^{2-} , Pb^{2+} и возрастание роли SbS_2^- [4], что привело к кристаллизации тетраэдрита. Для образования буланжерита также необходим комплексный анион SbS^- , появление которого возможно только в щелочных условиях.

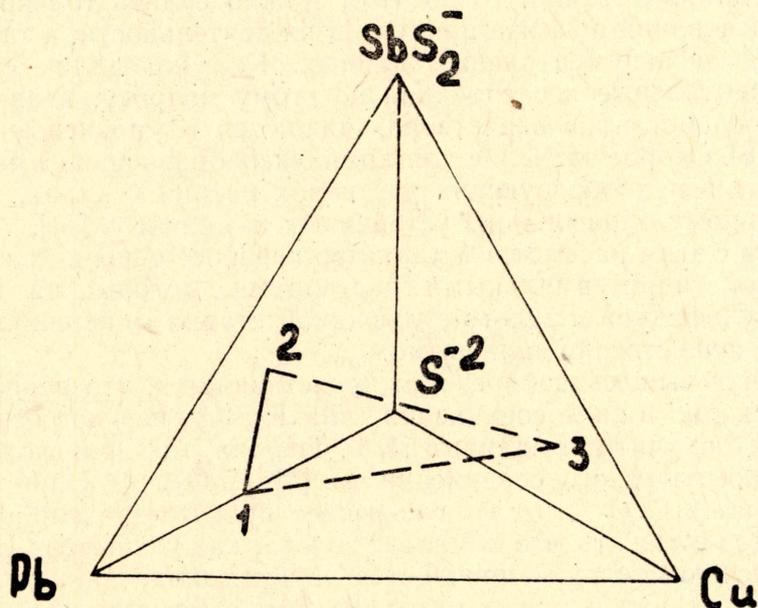


Рис. 3. Диаграмма состав-парагенезис в системе $\text{Pb—Cu—S}^{2-}—\text{SbS}_2^-$ 1) галенит, 2) буланжерит, 3) тетраэдрит

Мы уже отмечали, что золото, образуя прочные комплексные соединения, выпадает в самое последнее время, что и мы наблюдаем в золото-сульфидной стадии. Предшествующие глубокие изменения физико-химических условий ($\epsilon\text{H—pH}$) в результате изменения режима серы и кислорода в растворах вызвали разрушение комплексных соединений с выделением золота и всей гаммы сульфидов.

В заключительный этап формирования золото-сульфидной стадии, после отложения золота, проявились небольшие внутретапные подвижки, после которых произошло изменение концентрации сульфид-иона и кремнезема при высокой степени пересыщения минералообразующих растворов. Данные обстоятельства способствовали появлению многочисленных центров кристаллизации с образованием прожилков халцедонovidного кварца с мелкими, но многочисленными кристалликами пирита.

Вышеотмеченные процессы формирования кварцево-сульфидной и золото-сульфидной стадий, очевидно, можно отождествлять с «поздней щелочной стадией» послемагматических процессов, по Д. С. Коржинскому [8].

На основании анализа парагенезисов минералов, взаимоотношений парагенетических ассоциаций и последовательности минералообразования можно сделать следующие выводы.

Изменение режима кислотности—щелочности наблюдается не только для всего рудного процесса, но и для отдельных стадий. В частности, оно отчетливо проявляется в третьей и четвертой стадиях. Это обстоятельство с учетом пространственного положения стадий может указывать на возможное наличие различных по времени порций растворов, участвовавших в формировании минеральных ассоциаций. Анализ последних позволяет, согласно Н. В. Петровского [12], выделить два основных типа продуктивных ассоциаций: а) первый из них, учитывая относительное постоянство степени его золотоносности, «тип переменного-продуктивных ассоциаций» — это арсенопиритовая стадия минералообразования; б) второй тип, отвечающий золотосульфидной стадии, должен выделяться под названием поздней, несущей золото продуктивной ассоциации, или «типом постоянно-продуктивных ассоциаций».

Кроме химизма растворов, о котором говорилось выше, большее влияние на ход минералообразования и появления определенных минеральных ассоциаций оказывает температура минералообразующих растворов. В настоящее время для определения температуры растворов в основном пользуются анализом ряда косвенных признаков и данных экспериментальных исследований. Одним из таких признаков является распад твердых растворов, возникающий в процессе выделения определенной группы сульфидов. На Любавинском месторождении отмечено наличие двух систем твердых растворов: сфалерит—халькопирит—пирротин и халькопирит—сфалерит. Распад указанных твердых растворов приводит к появлению включений (телец распада) халькопирита и пирротина в сфалерите и сфалерита в халькопирите. Наличие подобных продуктов распада, как указывает ряд исследователей, характеризует высокотемпературный процесс минерализации. Так, А. А. Филимонова [16], ссылаясь на ряд исследователей, приводит следующие температуры для распадов системы сфалерит—халькопирит— 350° — 400° и системы халькопирит—сфалерит 470° — 300° . Как отмечает П. Рамдор [13] и Trdlicka Zdenek [19], появление сфалеритовых звездочек в халькопирите связано только с высокотемпературными месторождениями. Исходя из приведенных материалов, можно сделать заключение о средне-высокотемпературном формировании кварцево-золоторудной минерализации Любавинского месторождения, относящегося к выделенной нами, на основании критериев Р. М. Константинова [7], золото-арсенопиритовой рудной формации. Последняя характеризуется двумя минеральными типами — арсенопиритовым и кварц-карбонат-сульфидным и специфическими элементами-примесями: ртуть, кадмий, индий, висмут, олово, галлий, стронций, цирконий и вольфрам.

Под воздействием гидротермальных растворов вмещающие породы подвергались изменению. Ширина ореолов изменений не превышает 1,5 метров, в зависимости от мощности кварцево-золоторудных жил. Околорудные изменения выразились в окварцевании, серицитизации, карбонатизации и пелитизации.

Сопоставление химического состава измененных и неизмененных пород, пересчитанного по методу Барта, показало, что в результате воздействия гидротермальных растворов вмещающие породы обогащались калием, магнием, трехвалентным железом и частично алюминием и происходил вынос натрия, кальция и двухвалентного железа (рис. 4).

Характер околорудных изменений подтверждает сделанный нами вывод о том, что процесс рудообразования происходил из щелочных, существенно калиевых растворов. Спектральные анализы показали, что во вмещающие породы приносились элементы, характерные для рудного процесса: вольфрам, галлий, молибден, цинк, ванадий, серебро, бериллий.

Учитывая морфологию проявления кварцево-золоторудных жил, их текстурно-структурные особенности (табл. 1), характер генетики минеральных ассоциаций и типы околорудных изменений, мы согласно

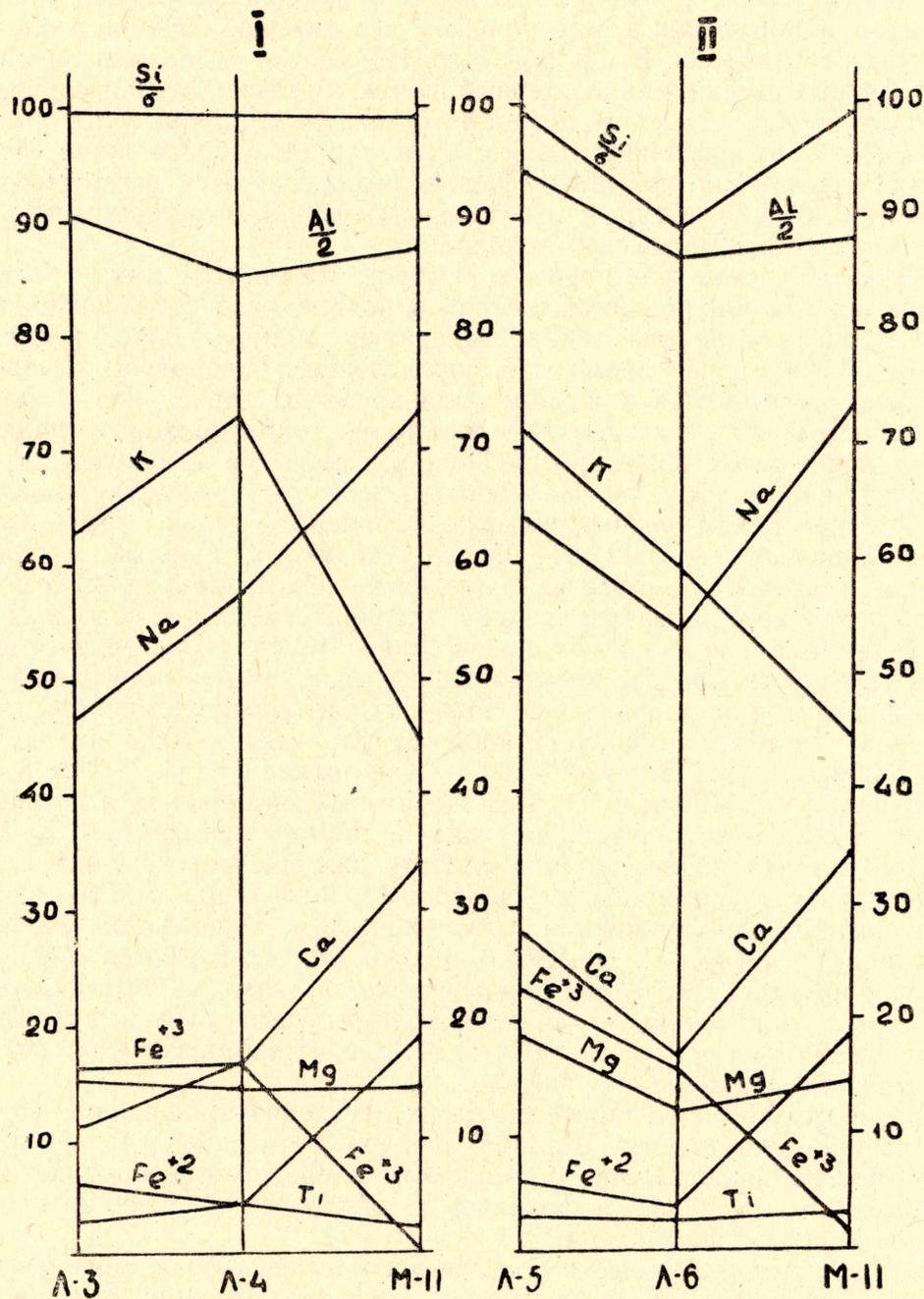


Рис. 4. Диаграмма привноса-выноса при околорудных изменениях гранитоидных штоков: М-11 — неизменный, гранит Грищевского штока; Л-3 — гранит в контакте с жилой Колонковой; Л-4 — гранит в 80 см от ж. Колонковой; Л-5 — гранит в контакте с ж. Секущей; Л-6 — гранит в 1 м от ж. Секущей

Д. П. Горжевскому и В. Н. Козеренко [5], можем сделать вывод, что формирование Любавинского месторождения протекало на глубинах, колеблющихся в пределах от 1 до 2 км, и оно относится к группе месторождений гипабиссальной фации.

Таблица 1

Структуры руд		Текстуры руд	
Морфогенетические типы структур	Морфологические виды структур	Морфологические группы текстур	Виды текстур
Зернистые	Идиоморфнозернистые аллотриоморфнозернистые, ориентированнозернистые, гипидиоморфнозернистые, пойкилитовые	Пятнистые	Пятнистые
Коррозионные	Скелетные, реликтовые, разъедания	Вкрапленные	Текстуры включений
Метазернистые		Полосчатые	Асимметрично-поясовые, книжные
Распад твердых растворов	Эмульсионные, ориентированно-эмульсионные, звездчатые, графические	Друзовые	Друзово-брекчиевые
Катакластические	Раздробленные, порфиристо-клатические, пластических деформаций, ориентированнозернистые, расщепления	Текстуры деформаций	Кольчато-кокардовые, полосчато-брекчиевые, брекчиевые, будинажновидные

Примечание: Классификация текстур дана по Ф. Н. Шахову (1961)
Классификация структур дана по М. П. Исаенко (1964)

В заключение следует отметить тесную парагенетическую связь оруденения с дайковым комплексом, близкое по времени формирования рудоотложения и верхнеюрского интрузивного комплекса, имеющих своим источником единый глубинный магматический очаг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд. Ленингр. ун-та, 1961.
2. Бетехтин А. Г. Гидростермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Осн. пробл. в учении о магматогенных рудн. месторождениях. Изд. АН СССР, М., 1953.
3. Беус А. А., Соболев Б. П. Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах. Междунар. геол. конгресс, 22-я сессия. Проблемы генезиса руд. «Недра», 1964.
4. Гомянин Г. П. Парагенезисы рудных минералов золоторудных месторождений Верхне-Индигирского района. Геол. и геофиз., № 7, 1965.
5. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Фации глубинности магматических пород и магматогенных месторождений полезных ископаемых. Сов. геол., № 8, 1963.
6. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Госгеолтехиздат, М., 1955.
7. Константинов Р. М. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. «Недра», М., 1966.
8. Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах. Междунар. геол. конгресс, 22-я сессия. Проблемы генезиса руд. «Недра», 1964.
9. Коробейников А. Ф., Кузьмин А. М. Морфология золотин из района Коммунарского рудника. Изв. ТПИ, т. 127, вып. 1, 1964.
10. Моисеев В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. 1965.
11. Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур А. С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. Междунар. геол. конгресс, 22-я сессия. Проблемы генезиса руд. «Недра», 1964.
12. Петровская Н. В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях. ЗВМО, т. 84, вып. 3, 1955.
13. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. ИЛ, 1962.
14. Тюрин Н. Г. К вопросу о составе гидротермальных растворов. Геол. рудн. местор., № 4, 1963.
15. Тюрин Н. Г. Роль окислительно-восстановительного потенциала в процессах растворения и осаждения золота. Сб. «Исследования природного и технического минералообразования», Изд. «Наука», 1966.
16. Филимонова А. А. Рудообразующие минералы и их сростания как геологические термометры. Сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». Изд. «Наука», 1965.
17. Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессе минералообразования и условия их концентрации. Сб. «Вопросы геохимии и минералогии», Изд. АН СССР, 1956.
18. Щербина В. В. Способы выяснения форм переноса химических элементов в геохимических процессах. Геохимия, № 11, 1962.
19. Trdlicka Zdenek, Hoffman Vladimir. Новые данные о генезисе звездчатых выделений сфалерита в медных колчеданах Хорни-Крупка в Крушных горах. Реферат. журнал. Геология. геохимия. Минералогия. Петрография, № 4, 1966.
20. Robinson S. G. Sintensis of LEAD Sulfoantimonites. Econ. geol. vol. 33, 4, 1948.
21. Folk R. L. The alteration of feldspar and its products as studied in the laboratory. Amer. i. sci., vol., 245, № 6, 1947.