

УДК 549.321.12(571.56)

## **Геологические и минералогическо-геохимические особенности нового типа марганцевой минерализации**

**А. В. Кокин**

*Ростовский международный Институт экономики  
Северо-Кавказской Академии государственной службы, г.Ростов-на-Дону  
E-mail: kokin.alexandr@gmail.com*

Марганцевый объект Высокогорный в Якутии позднемелового возраста представлен протяженными жильными зонами и жилами, состоящими на 95 – 98% из моносulfида марганца (алабандина – MnS). Располагается в восточной части Южно-Верхоянского синклиниория среди вулканогенного Охотского комплекса. Рудовмещающими отложениями являются терригенные породы поздней перми, реже вулканы среднего и кислого состава позднего мела. Объект представляет собой рудное поле площадью более 20 км<sup>2</sup> с наличием в его пределах зонально построенного алабандинового и полисульфидного свинец-цинк-олово-серебряного оруденения. Северная часть рудного поля представляет собой уникальный по составу и запасам марганца рудный объект мономинеральных алабандиновых руд, а южная – объект с полисульфидной олово-серебряной минерализацией.

С распадом СССР, в России возник острый дефицит высококачественных марганцевых руд. Россия, таким образом, теперь вынуждена покупать марганец за рубежом по мировым ценам, так как собственная минерально-сырьевая база не обеспечивает внутренние потребности черной металлургии высококачественными марганцевыми рудами.

Основным недостатком большей части отечественной минерально-сырьевой базы марганца является низкое качество руд, поэтому к промышленным месторождениям уверенно могут быть отнесены только руды, для которых разработана технология обогащения (это немного больше 10% запасов).

Карбонатные низкосортные руды вовлекаются в промышленное освоение мало и редко. Однако их доля в мировом балансе составляет свыше 60%.

Остальная доля (около 10%) падает на руды более сложного состава.

Гидротермальные месторождения до сих пор считаются редким исключением (Япония) и обычно не представляют промышленного интереса<sup>1</sup>, поскольку являются экономически не эффективными для освоения. Содержание марганца в них достигает 30%, однако состав руд сложный, представлен родохрозитом с постоянным присутствием сульфидов железа, свинца, цинка и меди.

До 82% месторождения оксидов марганца располагаются среди кайнозойских отложений, до 7% — среди отложений докембрия. Эти месторождения составляют более 90% мировой добычи. Остальные 11% мировых запасов располагаются среди разновозрастных образований.

<sup>1</sup>Тем не менее, Япония их разрабатывает.

В отличие от известных марганцевых регионов рассматриваемый ниже Высокогорный рудный объект, представляет собой уникальное образование моносulfида марганца (алабандина) с наличием в рудном поле мощных и протяженных жильных зон и жил поздне мелового возраста среди терригенных пород поздней перми и вулканогенных образований среднего и кислого состава раннего-позднего мела. Особенностью качества руд является практически мономинеральный состав (до 90–98%), практически полное отсутствие фосфора при высоком соотношении в рудах марганца и железа.

### **Геолого-структурные особенности Высокогорного рудного поля**

Рассматриваемый рудный объект находится в юго-восточной части Якутии (Оймяконский улус) вблизи границы с Хабаровским краем. Располагается в междуречье руч. Тройка и Кнорий (левый приток речки Хонгор, левый составляющий р. Агаякан — система р. Индигирки).

Высокогорное рудное поле с олово-серебро-полисульфидной и марганцевой минерализацией было выявлено автором в процессе подготовительных минералого-геохимических исследований под геологическую съемку масштаба 1:50000 в 1986–1988 гг. В 1989–1991 гг. в ходе проведения геологической съемки масштаба 1:50000. Позже изучалось А.Н. Камагаевым, В.Н. Драйным, П.П. Кузьминым. Ими дана количественная оценка ресурсов олова и серебра в рудном поле. Оценка ресурсов марганцевой минерализации была дана значительно позже [1, 2], когда уже бизнес проявил пристальный интерес к новому марганцевому объекту и приступил к финансированию поисково-оценочных работ.

Геологическое строение и минералого-геохимические особенности уникального по минеральному составу Высокогорного рудного объекта базируются на исследованиях автора и геологов А.Н. Камагаева, В.Н. Дражина. В представленном виде геология рудного объекта Высокогорного рудного поля в печати приводится впервые.

Высокогорное рудное поле (рисунок) локализуется в пределах Охотского вулканогенного пояса в восточной зоне Южно-Верхоянского синклиория. Принадлежит Южно-Верхоянской металлогенической провинции, включающей Юдомский сегмент олово-серебряного пояса, в котором известны полисульфидные проявления олова, свинца, цинка, серебра, реже золота, молибдена [2].

Структура рудного поля характеризуется двухъярусным строением.

Породы нижнего структурного яруса представлены терригенным верхоянским комплексом, снизу вверх:

— нижней подсвитой менкеченской свиты поздней перми  $P_2 mn_1$ , характеризующейся переслаиванием полимиктовых песчаников и алевролитов мощностью до 300 м;

— верхней подсвитой менкеченской свиты поздней перми  $P_2 mn_2$  мощностью до 200 м. Нижняя часть подсвиты представлена пачкой алевролитов с подчиненными прослоями песчаников. Верхняя пачка состоит из аргиллитов-алевролитов.

Терригенные породы нижнего структурного яруса смяты в антиклинальную складку субмеридионального простирания, осложненную мелкими складками, а также разрывами, преимущественно субмеридиональной ориентировки.

Породы верхнего структурного яруса залегают на нижнем структурном ярусе со стратиграфическим и угловым несогласием. Образования представлены охотским вулканогенным комплексом, снизу вверх:

— андезито-дацитами авлинской свиты раннего-позднего мела  $K_{1-2} av$  мощностью от 50 до 150 м;

— дацитами и липаритами дюстачанской свиты позднего мела  $K_2 ds$  мощностью более 350 м.

Породы нижнего и верхнего структурного яруса прорваны субвулканическими телами гранодиоритов и гранитов поздне мелового возраста, дайками базальтов палеогенового возраста. Моносulfидные жилы с алабандиновой минерализацией и полисульфидные пирротин-галенит-сфалеритовые жилы пространственно и парагенетически связаны с субвулканическими телами среднего и кислого состава. Рассекают субвулканические тела гранитоидов позднего мела. На этом основании сделан вывод о поздне меловом возрасте моносulfидной марганцевой минерализации.

Субвулканические тела представляют собой интрузивные аналоги вулканитов среднего и кислого состава.

Развитие вулканизма и магматизма во времени происходило по гомодромному ряду от средних к кислым породам.

Распределение рудных тел в рудном поле контролируется субмеридиональной зоной Главного разлома, представляющего собой взбросо-сдвиг с веером крутопадающих (преимущественно на запад под углом 57–80°) расходящихся к северу разрывов и сходящихся к югу в мощную ослабленную зону. Приподнятым является восточный и опущенный западный блок.

Заложение зоны Главного разлома произошло до формирования покровов лав среднего и кислого

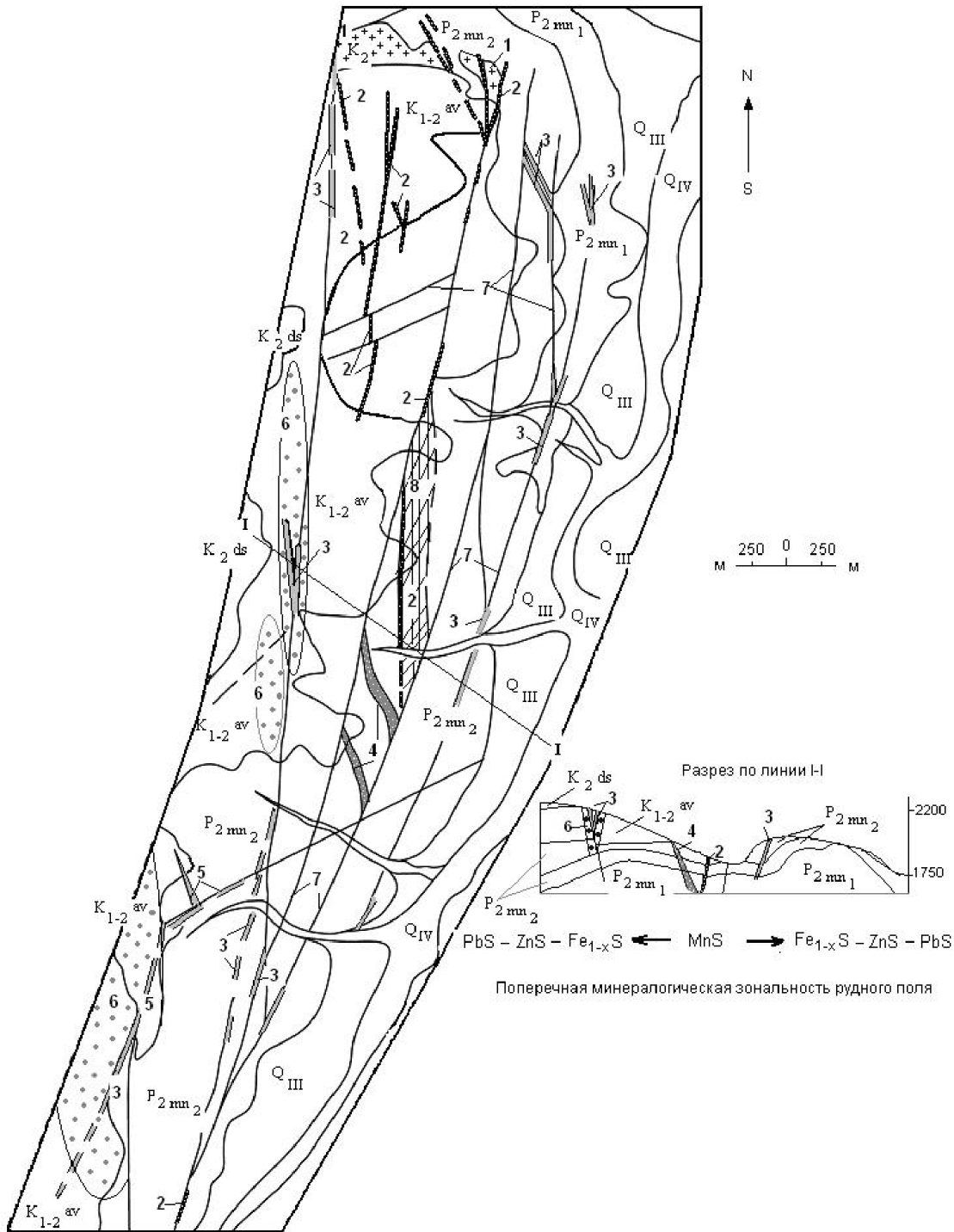


Рисунок. Геологическое строение Высокогорного рудного поля. 1 – субвулканические аналоги дюстачской свиты – биотит-роговообманковые граниты позднего мела. Рудные тела: 2 – жилы моносульфида марганца (алабандина); 3 – галенит-марматит-пирротиновые с касситеритом и сульфосолями свинца, серебра, олова полисульфидные жилы; 4 – зоны эшелонированных жил с моносульфидом марганца (алабандина); 5 – преимущественно пирротин-сфалеритовые-галенитовые жилы с сульфосолями серебра, олова, свинца. Околорудные изменения: 6 – березиты, пропилиты, аргеллизиты. Разрывные нарушения: 7 – веер зоны влияния Главного разлома; 8 – зона дробления с развитием прожилково-вкрапленной пирит-пирротиновой минерализации. Покровные образования: Q<sub>III</sub> – флювиогляциальные отложения террасового комплекса, частично перекрытые несортированным материалом конусов выноса; Q<sub>IV</sub> – современные аллювиальные отложения валунов, галечника, песков.

состава, поскольку перекрывающие лавы кислого состава в меньшей степени затронуты гидротермально-метасоматическими изменениями. Эти изменения постепенно “гаснут” в толще вулканитов вверх по разрезу.

Заложение разлома произошло на границе поздней юры – раннего мела. Зона разлома контролировала трещинный тип распространения вулканов, протягивающихся в субмеридиональном направлении с последовательным формированием гомогенного вулканизма, завершившегося внедрением близповерхностных субвулканических тел среднего и кислого состава.

Зона Главного разлома, шов которого скрыт под днищем руч. Тройка (правый приток руч. Кнорий), представляет собой одновременно рудоконтролирующую, рудораспределяющую и рудовмещающую структуру.

Разрывы, сопровождающие зону Главного разлома, представлены:

малоамплитудными сбросо-сдвигами (первые метры, первые десятки метров по вертикальной и первые сотни метров по горизонтальной составляющей);

зонами дробления окварцевания и карбонатизации, увеличивающимися по мощности к нижним структурно-гипсометрическим уровням (от первых метров до первых десятков метров);

зонами дробления, пиритизации, пирротинизации;

зонами сульфидного прожилкования (от моносульфидного алабандинового на севере, до полисульфидного — на юге рудного поля);

существенно моносульфидными алабандиновыми жилами на севере, смяняющимися к востоку, западу и югу полисульфидными жилами мощностью от первых десятков сантиметров до 2 метров.

Пострудные подвижки распространены редко и имеют малую амплитуду (первые метры) перемещения.

В пределах зоны Главного разлома устанавливается чехловая минералогическая зональность оруденения. По флангам она представлена полисульфидной, а в стержневой части — моносульфидной алабандиновой минерализацией. Также по естественным коренным выходам устанавливается южное склонение (12 – 15°) оруденения со сменой (сверху вниз) преимущественно моносульфидной алабандиновой минерализации — полисульфидной: пирротиновой, пирротин-галенит-сфалеритовой с сульфосолями свинца, цинка, олова и самородным серебром, пирит-арсенопиритовой с касситеритом минерализацией.

В естественных коренных выходах вертикальный размах моносульфидной алабандиновой минерализации в жилах достигает свыше 400 м. Протяженность этой минерализации по отдельным рудным зонам и жилам в пределах рудного устанавливается на отрезке 4 км и контролируется зоной Главного разлома. Ширина развития моносульфидной алабандиновой минерализации в пределах рудного поля достигает 0,5 – 1,0 км.

Породы нижнего и верхнего структурного яруса подвержены гидротермально-метасоматической проработке с образованием участков и зон окварцевания, карбонатизации, серицитизации, аргиллизации с наличием зонально построенных березитов – пропилитов.

Рудные тела с моносульфидной алабандиновой и полисульфидной олово-серебряной минерализацией преимущественно располагаются в нижнем структурном ярусе, редко проникая в дациты и липариты дюстачанской свиты, а также в субвулканических телах гранитов позднемелового возраста.

### **Морфология рудных тел с алабандиновой минерализацией**

Рудные тела моносульфида марганца (алабандина) представлены исключительно жилами и жильными зонами.

Крутопадающие на запад под углом 57 – 80° жилы имеют субмеридиональное простирание и контролируются зоной Главного разлома. В естественных фрагментах коренных выходов прослеживаются на 500 – 2000 метров, сохраняя преимущественно мономинеральный состав по простиранию и падению жил. Мощность жил варьирует от 0,3 м до 2,0 м. В рудном поле на дневной поверхности обнажаются 4 жилы средней мощностью 0,85 м и суммарной протяженностью 3500 м. Плотность рудной массы в жилах в среднем составляет 4 г/см<sup>3</sup>. Жилы обнажаются в естественных выходах в вертикальном размахе 400 м.

Границы жил с вмещающими породами резкие, четкие. Тела располагаются преимущественно в алевро-псаммитовой пачке менкеченской свиты поздней перми и реже проникают в вулканиты верхнего структурного яруса. Жилы выдержаны по падению и простиранию. Прослеживаются по простиранию без существенных амплитудных смещений. Лишь по северо-восточным трещинам зафиксированы малоамплитудные горизонтальные перемещения (первые метры).

Жильные зоны с алабандиновой минерализацией представлены дробленными алевролитами и аргил-

литами верхней пачки менкеченской свиты поздней перми мощностью до 122 м. Насыщены эшелонированными жилами моносulfида марганца мощностью от 0,05 до 0,90 м. Протяженность жильной зоны до 500 м. Жилы в жильной зоне крутопадающие.

Минеральный состав жильной зоны и выше охарактеризованных жил аналогичен и отличается выдержанностью по насыщенности моносulfидом марганца в составе жильной массы от 92 до 98%.

Особенностью рудного поля является отсутствие зон с рассеянной алабандиновой минерализацией.

### **Вещественный состав рудных тел и окколорудных изменений алабандиновой минерализации**

Текстура алабандиновых руд массивная, на нижних структурно-гипсометрических уровнях иногда приобретает полосчатость за счет редких и тонких линзовидных вкраплений пластинчатого пирротина, реже пирита. В некоторых жилах полосчатая текстура связана с наличием пластинчатого катаклазированного алабандина. Катаклиз ориентирован по простиранию жил.

Структура руды гигантозернистая, крупнозернистая. Идиоморфизм кристаллов выражен хорошо. Спайность кристаллов по кубу. Но отмечаются гигантокристаллические разности кристаллов с пентагонтриоктаэдрическим, гексаоктаэдрическим габитусом. Размер кристаллов достигает первых сантиметров до 5 – 7 см в поперечнике. Отмечается хорошо выраженная зональность роста кристаллов с наличием двойников прорастания.

Алабандин представлен крупно- и гигантокристаллическими черными с полуметаллическим блеском кристаллами. Обладает слабо магнитными свойствами, что позволяет использовать магнетрию для прослеживания жил под наносами.

Моносulfидная алабандиновая минерализация в жилах и жильных зонах отличается завидным постоянством минерального состава. В составе рудной массы 92 – 98% приходится на моносulfид марганца (алабандин). Около 2 – 5% минерального состава приходится на sulfиды железа: пирротин, галенит, сфалерит (в основном железо-марганцевая разновидность сфалерита – марматит), реже клейофан. Еще реже отмечаются выделения касситерита, сульфосолей свинца, цинка, олова, индия [3]. Концентрация сульфосолей в некоторых частях жил может достигать 1 – 1,5%. Концентрация индиевых минералов варьирует в широких пределах. Их разнообразие и массовые количества в составе алабандиновых руд пока не изучены. Размерность

выделения индиевых минералов в алабандине, сфалерите от 1 до 5 мкм.

По времени кристаллизации алабандин совпадает с кристаллизацией марматита или кристаллизуется несколько позже него. Образует со сфалеритом субграфические сростания [4]. Наблюдались случаи непрерывного ряда последовательной кристаллизации и микрозональности в составе руды: марматит – алабандин – марматит – клейофан. Это нашло отражение в проявлении аналогичной вертикальной минералогической зональности в рудных телах и в структуре рудного поля. На нижних структурно-гипсометрических уровнях более ранним является безмарганцевый марматит, а на верхних уровнях алабандин содержит вкрапления марматита со значительной долей примеси в нём марганца до 10%. То есть наблюдается единство в структуре проявления пространственно-временной минералогической зональности на уровне организации геологических тел: минерал – руда – рудное поле, как отражение периодичности химических и термодинамических свойств элементов в рудообразовании [5].

Изучение химического состава руд на разных гипсометрических уровнях показало, что ранний марматит, практически не содержащий марганца, включает до 13% железа. Доля марматита в рудах не более 0,5%. Поздний марматит (в субграфических сростаниях с алабандином) отличается высокими (до 10 %) содержаниями марганца при низких содержаниях железа.

Самый поздний из сфалеритов – клейофан (микронзондовый анализ) содержит до 1,2% меди, 2% индия, 2% олова [4]. Массовое количество клейофана не превышает 0,5%.

Сульфид железа большей частью представлен пластинчатыми агрегатами, линзочками пирротина в алабандине (преимущественно на нижних структурно-гипсометрических уровнях). Не исключено, что такие обособления связаны с распадом твердого раствора FeS – MnS.

В межзерновых пространствах алабандина встречается поздний пирротин, галенит, марганецсодержащий клейофан и сульфосоли свинца, серебра, олова, индия, меди. Чаще всего они представлены буланжеритом, джемсонитом, менегинитом, фрейбергитом, пираргеритом, овихиитом, франкеитом и сложными малоизученными минералами индия.

Во вкраплениях в составе рудной массы иногда встречается от 0,5 до 5% марганецсодержащий карбонат: манганокальцит, родохрозит. Еще реже наблюдаются выделения кальцита, доломита с повышенными содержаниями марганца (1 – 2%). Кальцит является более поздним минералом по

отношению к алабандину и остальным сульфидам. Чаще примеси марганецсодержащих карбонатов отмечаются на нижних структурно-гипсометрических уровнях. Очень редко встречаются мелкие вкрапления и тонкие прожилки (до 1 см) серовато-белого кварца (в зальбандах жил) на верхних структурно-гипсометрических уровнях.

Очень редко в составе рудной массы встречаются обломки ороговикованных и вмещающих пород преимущественно псаммит-алевритового состава.

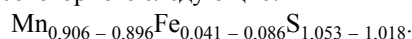
Наличие “плавающих” в рудной массе алабандиновых руд (со средней плотностью 3,99 г/см<sup>3</sup>) остроугольных обломков вмещающих терригенных пород (со средней плотностью 2,5 г/см<sup>3</sup>) могут указывать на сравнительно быстрый процесс кристаллизации практически моносльфидного рудного расплава-раствора.

Однако предельные значения температуры вакуумной декрепитации алабандина варьируют в пределах 165–225°C, образуя отчетливо два статистических максимума отгона включений при 165 и 225°C. В других сульфидах, включая сульфосоли свинца, серебра, пирита, пирротина, марматита, галенита, температура термовакuumной декрепитации происходит в интервале 115–340°C с фиксированными статистическими максимумами декрепитации в температурных точках: 112, 165, 225, 265°C. При этом наиболее высокотемпературная область отгона включений в вакууме принадлежит пирротину (225–340°C) и марматиту (225–265°C). Родохозит декрепитирует в интервале температуры 225–165°C. Гомогенизация включений в кальците фиксируется в интервале температуры 160–230°C. Таким образом, температурный ряд декрепитации включений укладывается в последовательный ряд: пирротин – (225–340°C) – марматит, галенит – (225–265°C) – алабандин (165–225°C) – сульфосоли (115–225°C) – поздний кальцит (115–165°C). Это может говорить о том, что на фоне быстрой инъекции сульфидного расплава-раствора происходил процесс непрерывного снижения температуры минералообразования отдельных сульфидов в расплаве-растворе с температурной последовательностью, соответствующей регрессивному зональному температурному режиму пространственно-временной зональности минерализации в рудном поле.

При прогреве алабандина при температуре 225–270°C и атмосферном давлении наблюдается интенсивное выделение из него сернистого газа. Это может указывать на предельные температуры его образования в рудах в пересчете на атмосферное давление.

Нормативный химический состав алабандина следующий: 70% марганца и 30% серы. Алабандин

Высокогорного отличается от нормативного состава из-за наличия структур распада твердого раствора FeS – MnS. Общее количество сульфидов железа в алабандиновых жилах не превышает 3–5%. В интерстициях алабандина постоянно наблюдаются тонкие вкрапления марматита, галенита и сульфосолей свинца, олова, серебра, индия, меди. Химический состав алабандина варьирует в следующих пределах: Mn от 67 до 48% (среднее 57%); Fe от 0 до 7% (среднее 1,5%); S от 30 до 38% (среднее 37%). Предельные формульные коэффициенты алабандина Высокогорного следующие:



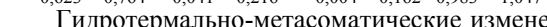
Нередко встречаются крупнокристаллические разновидности практически нормативного и беспримесного алабандина (преимущественно на более низких структурно-гипсометрических уровнях).

По данным количественного спектрального анализа примесный состав алабандина на нижних структурно-гипсометрических уровнях отличается повышенными концентрациями олова и мышьяка (до 1000 г/т), кобальта и никеля (до 30 г/т). На верхних структурно-гипсометрических уровнях преобладают примеси меди (до 300 г/т), индия (до 100 г/т), свинца (до 500 г/т). В отдельных рудных пробах в алабандине пробирным анализом устанавливается золото (до 4 г/т). На уровне первых г/т в алабандине присутствуют примеси церия и лантана.

Вторичные минералы алабандиновых руд (менее 1%) представлены индигово-синей пленкой оксида марганца, белыми сульфатами свинца и цинка.

Химический состав марматита варьирует в следующих пределах. Ранний марматит практически не содержит примеси марганца, а сфалерит в ассоциации с алабандином обогащен марганцем от 5 до 13%. Скелетные выделения маложелезистого сфалерита типа клейофана в алабандине отличаются повышенными содержаниями марганца и других примесей. В первую очередь свинца, серебра, меди и индия.

Предельные значения формульных коэффициентов сфалерита в алабандиновых рудах следующие [4]:



Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород представлены березитизацией, пропилитизацией, аргиллизацией.

*Березиты* представлены гидротермально-метасоматически измененными андезитовидными дацитами, липарито-дацитами и липаритами авлинской, но чаще дюстачанской свиты. Широко развита пиритизация в березитах, которая затрагивает андезиты и аргиллиты с алевролитами.

*Пропилиты* — затрагивают преимущественно андезиты дюстачанской свиты, алевролиты верхней

пачки менкеченской свиты поздней перми в полях развития чаще всего полисульфидной, а не моносulfидной (алабандиновой) минерализации. Пропилиты представлены зонами измененных пород вокруг полисульфидных жил и очень редко в поле развития моносulfидной алабандиновой минерализации. Формирование пропилитов связано с замещением темноцветных минералов с образованием хлорита, эпидота, серицита. Хорошо выражена альбитизация полевых шпатов. Чаще пропилиты представлены зонами окварцевания, серицитизации, хлоритизации с обильной вкрапленностью пирита, количество которого может достигать от 1 – 2 и до 5%. В меньшей степени наблюдается карбонатизация, которая чаще тяготеет к моносulfидной алабандиновой минерализации с образованием мангансидерита, родохрозита в рудах и околорудных изменениях.

Снизу вверх проявлена вертикальная зональность гидротермально-метасоматических изменений с образованием березитов. Они, представляют собой серицит-кварцевую подзону, сменяющуюся кварц-карбонатной, альбитовой, хорит-эпидотовой подзоной.

Аргиллизиты развиты по алевролитам и аргиллитам менкеченской свиты. Представляют собой измененные породы в условиях химического выветривания в присутствии значительных количеств sulfидной серы в пропилитах и березитах. Это обогащает гидрокарбонатные воды поверхностного стока sulfатами железа, свинца, цинка, меди. Концентрации sulfатов в воде ручьев рудного поля превышает 150 мг/л. Именно наличие высококонтрастной гидрохимической аномалии sulfат-иона позволило открыть и оконтурить Высокогорное рудное поле и при заверке этой аномалии обнаружить полисульфидные тела с олово-серебряной и моносulfидные тела с марганцевой минерализацией.

В пределах рудного поля наиболее сильно также проявлены процессы пиритизации и пирротинизации боковых пород в зоне влияния контактового метаморфизма под влиянием субвулканических тел кислого состава.

### **Минералогическая и геохимическая зональность рудного поля и рудных тел с марганцевой минерализацией**

Особенность пространственного распределения рудных минералов в пределах рудного поля (рисунок) позволяет говорить о проявлении прогрессивной чехловой горизонтальной и вертикальной минералогической, и, как следствие, геохимической зональности с пологим 12 – 15° южным склонением

минерализации в рудном поле и рудных телах. Осевую и верхнюю часть чехловой рудной зональности представляют в основном жильные зоны и жилы с алабандиновой минерализацией. А нижнюю, восточную и западную части — преимущественно пирротиную, галенит-марматит-пирротиную с наличием кварц-sulfидных жил с sulfосолями олова, свинца, цинка, серебра.

В южной части рудного поля, и на более низких структурно-гипсометрических уровнях, получила развитие преимущественно полисульфидная пирит-арсенопиритовая с касситеритом, галенит-марматит-пирротиновая с sulfоантимонитовой минерализацией. В северной части рудного поля получила распространение преимущественно алабандиновая минерализация моносulfидных марганцевых руд.

Вертикальная минералогическая зональность в рудном поле определяется вектором (снизу вверх) преобладания минералов:

$FeAsS, SnO_2 \rightarrow Fe_{1-x}S, ZnS \rightarrow PbS$ , sulfосоли Sn, Zn, Pb, Ag  $\rightarrow MnS, ZnS \rightarrow PbS$ , sulfосоли Sn, Zn, Pb, Ag.

Такая последовательность пространственной смены рудных минеральных видов определяется как минимум трехстадийностью минералообразования: ранняя стадия — пирит-арсенопиритовая с касситеритом, средняя — пирротин, марматит-галенитовая, поздняя — алабандин, сфалерит-галенитовая с sulfосолями свинца, цинка, олова, серебра, индия. То есть, руды Высокогорного рудного поля представляют собой полистадийный процесс пространственно совмещенных стадий минералообразования.

Температурная зональность по данным термовакуумной декрепитации пирротина, марматита, галенита и алабандина снизу вверх и с юга на север, изменяется от 265 до 165°C на интервале четырехкилометрового пологого южного склонения минерализации. Таким образом, вертикальный палеотермоградиент пологого склонения рудной минерализации составляет 25°C на километр.

Геохимическая зональность (установленная по результатам спектрального анализа руд) является отражением минералогической зональности. На нижних структурно-гипсометрических уровнях, преимущественно, накапливается никель, кобальт, мышьяк, олово, висмут, цинк, свинец, серебро. На верхних — марганец, цинк, свинец, медь, серебро.

Вертикальная геохимическая зональность наиболее распространенных химических элементов характеризуется рядом последовательного преобладания элементов снизу вверх:

$Fe \rightarrow Ni, Co, As, Sn_1, Bi \rightarrow Zn_1, Pb_1, Sn_2, Ag_1 \rightarrow Mn \rightarrow Zn_2, Pb_2, Ag_2$ .

При этом Fe входит, преимущественно, в минеральную форму пирротина, Mn – алабандина. Sn<sub>1</sub> входит в минеральную форму касситерита, а Sn<sub>2</sub>, Cu входит в минеральную форму сложных сульфосолей. Zn<sub>1</sub>, Pb<sub>1</sub>, соответственно, входят в минеральную форму марматита, сфалерита и галенита, а Zn<sub>2</sub>, Pb<sub>2</sub> — в минеральную форму сульфосолей. Ag<sub>1</sub> входит в структуру галенита, концентрации которого в галените полисульфидной минерализации достигают 6 кг/т, а Ag<sub>2</sub> входит в минеральную форму сульфосолей серебра, самородное серебро.

Поперечная чехловая зональность рудного поля выражается симметричным относительно марганца интегральным рядом геохимической зональности:

Ag, Pb, Zn ← Sn ← As, Fe ← Mn → Fe, As → Sn → Zn, PbAg.

### **Перспективная оценка Высокогорного марганцеворудного объекта**

Перспективная оценка марганца давалась в работах [1, 2], которые позволяют отнести рудный объект Высокогорного к крупным по ресурсам марганца и уникальным по вещественному составу моносulfидных руд, не имеющим пока мировых аналогов. В этом смысле, используя терминологию биологии, можно говорить об открытии эндемика, ограниченного в своём распространении уникального минерального вида [6].

Минеральный объект характеризуется выдержанностью мономинерального состава руд. Это отражается на незначительном снижении концентраций марганца в жилах и жильных зонах. На 430-метровом вертикальном отрезке по падению жильных тел сверху вниз по разрезу концентрации марганца в рудах в среднем меняются от 52 до 49%. Прогнозные ресурсы руд категории P1 при средних содержаниях 50% марганца в рудных телах достигают 3 млн. т или 1,5 млн. т металлического марганца. При низком значении градиента снижения концентраций марганца на глубину (около 1% на 100 м), можно утверждать, что промышленные концентрации марганца на глубину будут сохраняться, а ее оценка может быть дана в процессе завершения поисково-разведочных работ.

В рудах практически отсутствует фосфор. Качество руд определяется высоким отношением Mn/Fe (варьирует в пределах 25 – 40 при средних значениях 33).

### **К проблеме генезиса алабандиновой минерализации Высокогорного рудного поля**

С учетом имеющейся информации представляется следующая модель образования алабандиновых руд.

Подкоровые газовой-жидкие растворы-флюиды проникали в резко восстановительную среду в зоны развития трещинного вулканизма на уровне позднепермских терригенных пород, обогащенных почти в 1,6 раза марганцем относительно регионального кларка Южного Верхоянья (таблица) и в 3,7 раза выше кларка земной коры [6]. Такая обстановка могла реализоваться в условиях отсутствия обмена с морской водой (что косвенно подтверждается континентальным характером вулканических извержений с наличием в туфах флоры). В противном случае моносulfид марганца образоваться не мог, поскольку этому препятствовали бы условия окислительной среды.

Зона Главного разлома, контролирующая и вмещающая алабандиновую минерализацию, может отождествляться с глубинным разломом, поскольку в позднюю фазу развития вулканизма (за пределами рудного поля) его контролируют маломощные дайки базальтов. Геохимическим критерием глубинности разлома является наличие повышенных концентраций церия и лантана в составе примесей алабандина, типичных элементов для карбонатного палеозоя и докембрия, отложения которых предполагаются под верхоянским комплексом.

Дополнительным, но не главным источником марганца в рудах, могут являться как рудовмещающие, так и нижезалегающие раннепермские отложения, концентрация сульфидной серы в которых в 5 – 6 раз (1,58%), а марганца 3,76 раза выше регионального кларка земной коры Южного Верхоянья.

Основным источником марганца могли служить глубинные погоны, источником которых являлась кора океанического типа, в которой содержания марганца почти на порядок выше регионального кларка. На этот источник указывает тенденция повышения концентраций марганца в основных породах в направлении от Сибирской платформы к Охотскому вулканогенному поясу и вверх по разрезу, достигая максимальных концентраций марганца в палеогеновых базальтах по сравнению с платформенными базальтами (таблица).

Отсюда можно полагать, что основные породы рифея на восточной окраине Сибирской платформы (Кыллахское поднятие), отличающиеся низкими содержаниями марганца по сравнению с корой океанического типа, формировались за счет континентальной коры. По мере уменьшения мощности земной коры к востоку от Кыллахского поднятия растут содержания марганца в основных породах, а его концентрации повышаются в молодых осадках по сравнению с докембрийскими и раннепалеозойскими толщами. То есть, чем меньше мощность коры,



Таблица

Средние содержания марганца по разрезу земной коры Южного Верхоянья, %

Возраст, структура	Глинистые породы	Песчаники	Известняки и доломиты	Кислые породы	Средние породы	Основные породы
Ранний рифей	0,020	0,020	0,005			
Средний рифей	0,080	0,015	0,002			
Поздний рифей	0,090	0,070	0,002			0,235
Среднедля рифея	0,050	0,020	0,003			
Венд	0,020	0,040	0,020			
Кембрий	0,050	0,070	0,020			
Среднее для КП <sup>1</sup>	0,055	0,045	0,015			
Ордовик	0,055	0,080	0,100			
Силур	0,020	0,100	0,020			
Девон	0,040	0,150	0,044			0,100
Карбон	0,097	0,080	0,020			
Среднее для СДА <sup>2</sup>	0,070	0,110	0,043			
Пермь	0,250	0,372				0,110
Триас	0,075	0,068	0,044			
Юра	0,070	0,046				0,146
Мел				0,052	0,118	
Палеоген						0,220
Среднее для ЮВС <sup>3</sup>	0,190	0,180	0,027	0,040	0,060	0,110
Среднее для СС <sup>4</sup>	0,078	0,700	0,030	0,040	0,060	
Среднее для докембрия	0,052	0,030	0,012			
Среднее для фанерозоя	0,110	0,146	0,040			
Среднее для палеозоя	0,130	0,260	0,040			
Среднее для мезозоя	0,076	0,060		0,047	0,080	0,150
Среднее для коры ЮВ <sup>5</sup>	0,100	0,130		0,047	0,080	0,150
Океаническая кора						0,889
Гранулитовый слой						0,727

<sup>1</sup> Для карбонатно-терригенного комплекса Кыллахского поднятия

<sup>2</sup> Для терригенно-карбонатного комплекса Сетте-Дабанского антиклинория

<sup>3</sup> Среднее для терригенного верхоянского комплекса С<sub>2</sub> - J<sub>2</sub> Южно-Верхоянского синклинория

<sup>4</sup> Среднее для терригенного верхоянского комплекса С<sub>2</sub> - J<sub>2</sub> Сартангского синклинория

<sup>5</sup> Среднее на мощность 31 км Южного Верхоянья от рифея по юру включительно

Примечания: 1. коэффициент ранговой корреляции в изверженных породах: Mn-Fe – 0,38, Mn-Mg – 0,94-0,92. В осадочных породах корреляция марганца и железа незначимые, но значимые для марганца и магния (0,60); 2. Незаполненные клетки означают отсутствие пород данного возраста в пределах рассматриваемого района Южного Верхоянья.

тем большее влияние оказывают подкорковые источники на формирование рудного вещества. И наоборот.

Таким образом, марганец и сульфидная сера в пределах Высокогорного рудного поля представляет собой гетерогенный по составу смешанный источник рудообразования, эволюционирующий во времени, то есть полихронный в интервале ранне-позднего мела. По мере вспарывания зоной Главного разлома осадочных пород стратифицированной коры, по ходу его раскрытия и по фронту движения растворов, вначале кристаллизовались существенно безмарганцевые сульфиды железа, цинка, свинца, а затем вдогонку в ослабленную зону проникли более поздние расплавы-растворы, содержащие не только избыток марганца, но и серы. По мере расходования

избыточной серы на кристаллизацию алабандина, росла концентрация углекислоты, что послужило причиной выделения поздних марганецсодержащих карбонатов типа манганокальцита и родохрозита в межзерновых пространствах алабандина. Дефицит окислительных условий, наличие сильно восстановительной среды и послужило причиной огромной концентрации моносulfида марганца. Это было возможно только в условиях препятствия проникновения в рудообразующую среду кислорода (например, наличие глинистого экрана позднепермских отложений и мощной толщи когарских эффузивов, располагающиеся в современном разрезе восточнее рудного поля). Поэтому геологический возраст алабандиновой минерализации может находиться в вилке между последней фазой развития

позднемелового вулканизма ( $K_2$ ) и палеогеновыми дайками базальтов.

Основной причиной появления необычной по интенсивности, масштабам и глубине распространения весьма редко встречающейся в рудной массе алабандиновой минерализации являлось резкое сокращение мощности континентальной земной коры под рассматриваемым объектом. В этом смысле перспективы поиска новых рудных объектов с алабандиновой минерализацией с учетом ее пологого южного склонения необходимо концентрировать в меридиональной полосе к северу на более высоких структурно-гипсометрических уровнях, а к югу (в Хабаровском крае) рассматриваемой площади на более низких горизонтах или в более приподнятых блоках земной коры.

## **Литература**

1. Кокин А.В., Батурич А.Л. Новый тип марганцевой минерализации. Перспективы освоения. Вестник Госкомгеологии Якутии, 2003, № 2, с.42 – 45.
2. Кокин А.В. Уникальный марганцевый объект Якутии. Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, 2006, № 6, с. 22 – 24.
3. Архипов В.Н., Кокин А.В., Крылова В.В., Яновский В.М. Алабандин в олово-полисульфидных серебряносных жилах Южного Верхоянья. Отечественная геология, 1994, № 9, с. 55 – 57.
4. Гамянин Г.Н., Кокин А.В. Первая находка алабандиновых руд в Восточной Якутии. ДАН СССР, 1991, т. 316, № 15, с. 1197 – 1200.
5. Кокин А.В., Батурич Л.А. Сохранение информации в распределении химических элементов на разных уровнях организации вещества в пространстве и времени. Вестник Госкомгеологии Якутии, 2004, № 1 (7), с. 19 – 30.
6. Кокин А.В., Сухоруков В.И., Шишигин П.Р. Региональная геохимия. Южное Верхоянье. Ростов-на-Дону: РостИздат, 1999, 427 с.