Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. XXXVII, вып. 2, 1960 г.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОДНОГО ИЗ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО АЛТАЯ

В. П. Пнев

Южный Алтай — перспективный полиметаллический район Алтая. В его пределах открыто семь месторождений и большое число (около 100) точек свинцово-цинкового и медного оруденения. Полиметаллическое оруденение пространственно тесно связано с отложениями култабарской свиты кобленц-эйфельского возраста. Более молодые и более древние отложения, как правило, мало интересны в отношении полиметаллического оруденения. Таким образом, култабарская свита является основной рудовмещающей толщей полиметаллического оруденения Южного Алтая.

Не все литологические разности пород култабарской свиты благоприятны для локализации оруденения. В противоположность Рудному Алтаю большинство Южно-Алтайских полиметаллических месторождений приурочено к известнякам. Вулканогенные же разности пород култабарской свиты (туфы, туфоконгломераты, туфобрекчии кварцевых и дацитовых порфиров) несут полиметаллическое оруденение значительно реже. В связи с этим на распределение полиметаллического оруденения в Южном Алтае, наряду со структурным контролем, значительное влияние оказывает литологический фактор, который при прочих равных условиях предопределяет локализацию оруденения по разрезу култабарской свиты.

Пневское месторождение, открытое автором в 1953 г., является одним из месторождений Южного Алтая, где полиметаллическое оруденение приурочено к известнякам култабарской свиты. Месторождение расположено на левом склоне долины р. Бухтармы, в ее среднем течении (рис. 1). Оно приурочено к юго-западному крылу крупной Бухтарминской антиклинальной структуры северо-западного простирания, являющейся основной структурной единицей рассматриваемого района. Ядро Бухтарминской структуры, сложенное вулканогенно-осадочными отложениями нижнекултабарской подсвиты, разорвано крупным региональным разломом, пространственно совпадающим с долиной р. Бухтармы. Амплитуда перемещения по Бухтарминскому разлому оценивается в 1500—2000 *м*.

В строении юго-западного крыла Бухтарминской антиклинали принимают участие отложения култабарской (кобленц-эйфельской) кыстав-курчумской (живетской) и даланкаринской (верхнетурнейской—нижне-

визейской) свит, последовательно сменяющиеся в юго-западном направлении от более древних кобленц-эйфельских на северо-востоке до верхнетурнейских—нижневизейских на юго-западе.

Общее юго-западное падение этого крыла Бухтарминской структуры усложнено рядом структурных элементов более мелкого порядка. Различная компетентность пород, слагающих структуру, приводит к еще

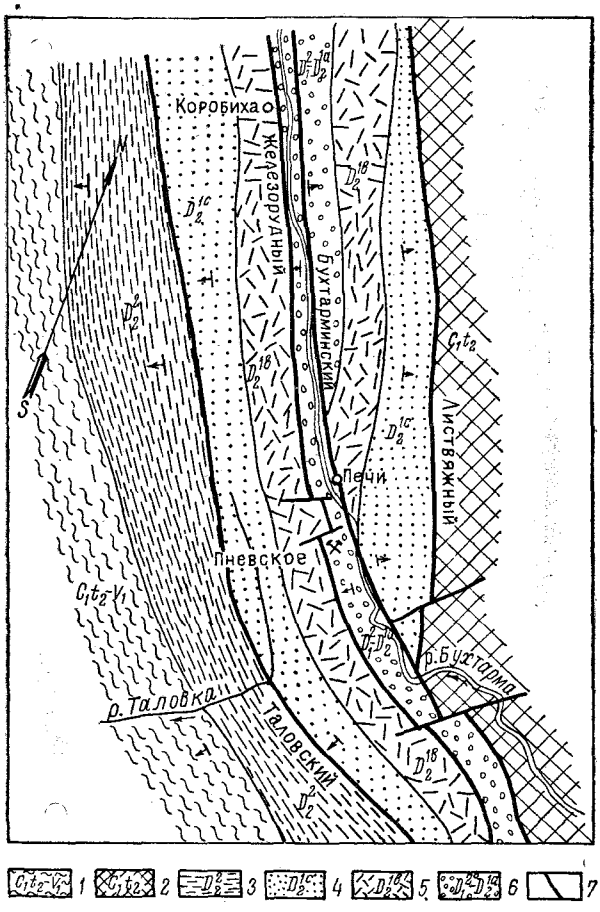


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Пневского месторождения.

Свиты: *1* — даланкаринская; *2* — бухтарминская; *3* — кыставкурчумская. Подсвиты: *4* — верхнекультабарская; *5* — среднекультабарская; *6* — нижнекультабарская; *7* — разломы. Составил В. П. Пнев, 1958 г. Масштаб 1 : 200 000

большей неоднородности строения ее отдельных частей. Как отмечалось выше, ядро Бухтарминской структуры сложено осадками култабарской свиты. Среди отложений широким распространением пользуется мощная толща кварцевых и дацитовых порфиров и их туфов.

Значительная мощность эффузивной толщи, массивность и жесткость слагающих ее кварцевых и дацитовых порфиров обусловливают сравнительно спокойное строение этой части структуры. Мелкие пликативные формы тектогенеза здесь почти не развиты. Дизъюнктивные формы, наоборот, широко распространены и представлены большим количеством сбросов, разломов, сколов и густой сетью различно ориенти-

рованных трещин отдельности. К этой части структуры приурочены крупнейшие из разломов рассматриваемого района, большинство из которых ориентировано в северо-западном направлении согласно простиранию осадочных толщ. Наиболее крупным является Бухтарминский разлом, развитый по ядру антиклинальной структуры. Линия разлома имеет общее северо-западное направление. Плоскость разлома падает на северо-восток под углом 75—85°. Известняки основания разреза култабарской свиты перекристаллизованы, раздроблены, перемяты и превращены в брекчию. Широко развиты процессы милонитизации. Мощность зоны брекчирования и рассланцевания достигает нескольких десятков, а иногда и сотен метров.

Параллельно Бухтарминскому разлому, в 700—800 *м* к юго-западу, проходит другой крупный разлом — Железорудный [1], развитый по контакту нижне- и среднекултабарской подсвит. Падение на юго-запад. По разлому кварцевые порфиры и туфы среднекултабарской подсвиты интенсивно раздроблены, рассланцованы, пронизаны большим количеством мелких ветвящихся кварцевых прожилков и превращены в кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы.

Региональное значение имеет также Таловский разлом, простирание которого в основном совпадает с границей распространения отложений култабарской и кыставкурчумской свит. В плане Таловский разлом имеет вид пологоволнистой, несколько выпуклой к северо-западу линии. Азимут падения плоскости разлома 200—250° при угле падения 75—80°. Амплитуда разлома устанавливается весьма приближенно и оценивается в 500—700 *м*. В зоне разлома песчаники, алевролиты, кварц-серицитовые и известковистые сланцы култабарской и кыставкурчумской свит сильно перемяты, раздроблены, кливажированы, несут на себе большое число зеркал скольжения и рассечены густой сетью ветвящихся кварцево-кальцитовых прожилков.

Бухтарминский, Железорудный и Таловский разломы, развитые в приосевой части Бухтарминской антиклинали и ориентированные в одном направлении, по-видимому, одновозрастны и являются составной частью Северо-восточной зоны смятия — одной из крупнейших дизъюнктивных линий Южного Алтая.

На участке юго-западного крыла, сложенном отложениями кыставкурчумской свиты, строение Бухтарминской антиклинальной структуры несколько усложняется. На фоне общего юго-западного падения появляется целый ряд синклинальных и антиклинальных складок второго порядка, приуроченных к полосе распространения песчано-сланцевых отложений свиты. Амплитуда этих складок достигает 300—500 *м* при углах падения 40—65°. Простирание осей складок юго-восточное (100—150°), совпадающее с простиранием крыла Бухтарминской структуры. Некоторые складки прослеживаются на 3—4 *км*, кулисообразно заходя одна за другую.

Еще далее к юго-западу в строении юго-западного крыла Бухтарминской структуры принимает участие мощная песчано-сланцевая толща осадков даланкаринской свиты. Флишоидный характер толщи, выраженный частым ритмичным переслаиванием тонкослоистых песчаников и глинистых сланцев, приводит к широкому распространению пликативных форм тектогенеза. Весь комплекс осадков даланкаринской свиты собран в сложную систему кулисообразных синклинальных и антикли-

---

[1] Название обусловлено приуроченностью небольших месторождений железа — Коробихинского, Печинского, Родионова лога, Согорнинского и нескольких мелких железорудных точек.

нальных складок, ориентированных в северо-западном направлении. Часть складок опрокинута к юго-западу. Углы падения крыльев складок 40—60°, амплитуда достигает 600—1000 *м* при ширине крыльев до 2,5—3 *км*. По простиранию отдельные складки отчетливо прослеживаются на 8—10 *км*.

Северо-восточное крыло Бухтарминской структуры, по сравнению с юго-западным, опущено, поэтому и структура его несколько отлична. В районе Пневского месторождения северо-восточное крыло сложено вулканогенно-осадочным комплексом верхнекултабарской подсвиты. Осадки среднекултабарской и большей части нижнекултабарской подсвит в пределах крыла срезаны Бухтарминским разломом, амплитуда которого достигает 1500—2000 *м*.

В составе верхнекултабарской подсвиты северо-восточной части структуры преобладают зеленовато-серые и фиолетово-серые алевролиты и разнообразные глинистые, известково-глинистые и кварц-серицитовые сланцы, перемежающиеся частыми прослоями кварцевых порфиров, их туфов, порфироидов, туфоидов и изредка известняков.

Литологически неоднородный состав этой части култабарской свиты, тонкослоистость ее пород и широкое распространение разнообразных сланцев приводят к интенсивному развитию на северо-восточном крыле Бухтарминской структуры мелких складок второго порядка. Изоклинальная, опрокинутая к юго-западу система вторичных складок не нарушает общего северо-восточного падения. Благодаря этому азимуты падения пород на правобережье Бухтармы колеблются в пределах 60—65° при углах падения 45—75°. В северо-восточном направлении отложения верхнекултабарской подсвиты сменяются известняками бухтарминской свиты верхнетурнейского возраста, надвинутыми по линии крупного разлома, развитого к северо-востоку от горы Лиственной.

Таким образом, Пневское месторождение непосредственно приурочено к приядерной части юго-западного крыла крупной антиклинальной структуры, разбитой рядом региональных разломов — Бухтарминским, Железорудным, Таловским.

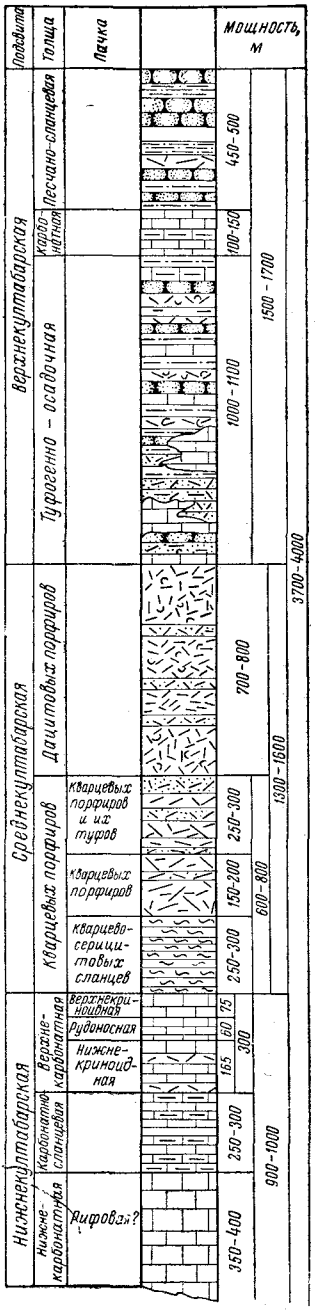


Рис. 2. Разрез култабарской свиты района Пневского месторождения. Составил В. П. Пнев, 1958 г.

В стратиграфическом разрезе этой части Бухтарминской структуры принимает участие вулканогенно-осадочный комплекс култабарской свиты, известняки которой и являются рудовмещающей толщей полиметаллического оруденения Пневского месторождения (рис. 2).

Разрез култабарской свиты в районе месторождения составлен по левобережью р. Бухтармы, через Пневское месторождение, водораздел между рр. Бухтармой и Таловкой и далее через верховье последней. При составлении разреза кроме хороших естественных обнажений использованы также данные буровых и горных работ, полученные при разведке месторождения. В составе култабарской свиты района месторождения развит вулканогенно-осадочный комплекс, представленный разнообразными известняками, кварцево-серицитовыми, хлорито-серицитовыми, известковистыми, известково-глинистыми сланцами, полимиктовыми, аркозовыми и туфогенными песчаниками, алевролитами, кварцевыми и дацитовыми порфирами, их туфами, туфобрекчиями, конгломератовидными туфами, порфироидами и туфоидами.

В нижней части разреза свиты преобладают известняки с подчиненными им прослоями разнообразных сланцев, в средней части разреза резко выделяется комплекс вулканогенных пород. Разрез верхней части култабарской свиты более пестрый — в нижних его горизонтах развиты разнообразные туфогенные породы и известняки, фациально замещающие по простиранию друг друга; верхние горизонты преимущественно сложены полимиктовыми песчаниками, алевролитами и сланцами.

В связи с таким резко выраженным преобладанием в различных частях разреза тех или иных литологических разностей в составе култабарской свиты района Пневского месторождения можно выделить три подсвиты: нижнекултабарскую — сланцево-карбонатную; среднекултабарскую — эффузивную; верхнекултабарскую — терригенную.

НИЖНЕКУЛТАБАРСКАЯ ПОДСВИТА

В разрезе нижнекултабарской подсвиты развиты органогенные криноидные известняки, массивные светло-серые, частично мраморизованные рифовые известняки, серые тонкослоистые известняки, хлорито-серицитовые и известковистые сланцы и редкие линзовидные прослои кварцевых порфиров и их туфов. В нижней части разреза подсвиты преобладают массивные, светло-серые, крупнозернистые известняки. Средняя часть разреза сложена хлорито-серицитовыми и известковистыми сланцами, переслаивающимися с маломощными (2—10 *м*) прослоями коричневато-серых и палевых известняков. Верхняя часть разреза сложена криноидными известняками с подчиненными им прослоями кварцево-серицитовых сланцев и кварцевых порфиров.

Такое распространение по разрезу различных литологических разностей позволяет в составе нижнекултабарской подсвиты выделить три толщи: 1) нижнюю карбонатную; 2) карбонатно-сланцевую; 3) верхнюю карбонатную.

1. Нижняя карбонатная толща

В нижней карбонатной толще преобладают известняки и их доломитизированные разности, в подчиненном количестве встречаются маломощные прослои известковистых кварцево-серицитовых сланцев и реже линзовидные прослои кварцевых порфиров. В основании разреза толщи (вскрытого буровыми скважинами 3, 4, 5) развиты светло-серые и белые, массивные, неяснослоистые, по-видимому, рифовые известняки. Известняки крупнозернистые, часто сахаровидные, почти нацело состоящие из крупных, хорошо образованных кристаллов кальцита. Примесь терригенного материала крайне незначительна и представлена мелкими зернами кварца и пелитоморфного материала. Мощность пачки светло-серых, массивных рифовых (?) известняков 340—400 *м*.

2. Карбонатно-сланцевая толща

Вверх по разрезу массивные известняки сменяются пачкой коричневато-серых известковистых и кварцево-серицитовых сланцев с подчиненными им прослоями слоистых палевых известняков и реже кварцевых порфиров карбонатно-сланцевой толщи.

Известковистые сланцы коричневато-серого цвета, тонкослоистые, обычно собраны в мелкую, угловатую плойчатость. Они состоят из пелитоморфной глинисто-карбонатной массы, мельчайших зернышек кварца и чешуйчатых агрегатов серицита.

Кварцево-серицитовые сланцы зеленовато-серого цвета, тонко-неправильнослоистые, плойчатые, по слоистости пронизаны тонкими, узловатыми прожилками кварца. Структура сланцев лепидогранобластовая. Состоят они из мельчайших зубчатых и остроугольных зернышек кварца, заключенных в карбонатно-глинистую непрозрачную основную массу.

Известняки обладают отчетливо выраженной тонкой слоистостью. На плоскостях слоистости в известняках развиты тонкие (0,01—0,1 *см*) линзовидные прослойки зеленовато-серых серицито-глинистых сланцев. Эти разности известняков состоят из пелитоморфной карбонатной массы, среди которой встречаются новообразования сравнительно крупных (до 0,5 *мм*) кристаллов кальцита. Значительная примесь терригенного материала слагается пелитоморфным глинистым материалом, зернами кварца неправильной зубчатой формы и мелкими чешуйками серицита. Рудные минералы представлены мелкими (1—2 *мм*), хорошо ограненными кристаллами пирита и редко встречающимися зернами галенита неправильной формы.

Кварцевые порфиры встречаются редко и в основном приурочены к средней части разреза толщи. Они развиты в виде линзовидных, быстро выклинивающихся по простиранию прослоев мощностью до 10—15 *м*. Макроскопически кварцевые порфиры представляют собой коричневато-серую, с легким розоватым оттенком породу, среди основной тонкозернистой массы которой развиты округлые вкрапленники кварца и полевого шпата размером до 1—2 *мм*. Минералогически основная фельзитовая масса порфиров состоит из кварца и мельчайших зерен полевого шпата. Порфировые вкрапленники представлены округлыми зернами кварца, плагиоклазом и микроклином.

Мощность карбонатно-сланцевой толщи 250—300 *м*.

3. Верхняя карбонатная (продуктивная) толща

Верхняя карбонатная толща развита в верхней части разреза нижнекультабарской подсвиты и является основной рудовмещающей толщей Пневского месторождения. В составе ее преобладают криноидные известняки, доломитизированные, окварцованные и мраморизованные известняки. В нижней части разреза развиты линзовидные покровы кварцевых порфиров, в верхней части — среди известняков встречаются прослои хлорито-серицитовых сланцев и туфобрекчий кварцевых порфиров.

В районе месторождения, в разрезе верхнекарбонатной толщи, выделяются три пачки: нижняя криноидная, рудоносная и верхняя криноидная.

Нижняя криноидная пачка сложена органогенными криноидными известняками, образующими прослои мощностью до 25—30 *м*, которые переслаиваются светло-серыми тонкослоистыми, обычно доломитизированными и окварцованными известняками без фауны кри-

ноидей. В нижней части пачки развиты линзовидные прослои кварцевых порфиров и порфироидов.

Криноидные известняки коричневато-серого цвета, на фоне которого четко выделяются светло-серые и белые округлые контуры члеников криноидей. Известняки массивные, кусковатые, реже неяснослоистые. Микроскопическая обработка показывает, что они состоят из многочисленных обломков члеников криноидей, заключенных среди основной пелитоморфной карбонатной массы. Примесь терригенного материала почти отсутствует.

Доломитизированные и окварцованные известняки образуют прослои мощностью до 10—15—20 *м*. Эти разности известняков светло-серого цвета, с легким коричневатым оттенком, обычно массивные, реже отчетливо тонкослоистые. Под микроскопом они обладают порфиробластовой, реже мраморовидной структурой и состят из пелитоморфной массы карбоната, среди которой развито большое число крупных (до 2—3 *мм*) зерен кальцита, доломита и кварца.

Кварцевые порфиры светло-серого и коричневато-серого цвета, массивные. Некоторые разности (порфироиды) значительно рассланцованы. Среди основной скрытокристаллической массы породы отчетливо выделяются округлые вкрапленники кварца и, реже полевого шпата. Основная масса породы имеет фельзитовую структуру и представлена кремнеземом, мельчайшими зернами полевого шпата и пелитовым изотропным веществом. Вкрапленники, количество которых варьирует от единичных зерен до 40—50% породы, представлены кварцем, плагиоклазом (альбит-олигоклазом), реже ортоклазом и решетчатым микроклином. Мощность нижнекриноидной пачки достигает 165 *м*.

Рудоносная пачка представлена доломитизированными и окварцованными слоистыми известняками. К пачке приурочена наиболее обогащенная галенитом зона Пневского месторождения. Макроскопически известняки этой пачки светло-серого и серого цвета, отчетливо тонкослоистые. Массивные разности известняков встречаются значительно реже и, как правило, не несут полиметаллического оруденения. Характерно также широкое распространение брекчированных разностей известняков. Под микроскопом видно, что доломитизированные известняки этой пачки обладают порфиробластовой, реже мраморовидной структурой, обусловленной наличием крупных выделений кальцита, реже доломита и кварца, образовавшихся за счет перекристаллизации первичной пелитоморфной глинисто-карбонатной массы породы. Доломит и кальцит в этих выделениях чаще представлены в виде идиоморфных кристаллов — ромбов и табличек. Зерна кварца обладают неправильной зубчатой формой и обычно содержат мельчайшие реликтовые включения карбоната. Довольно часто, особенно около рудных прожилков и на плоскостях слоистости известняков, встречаются примазки мелкочешуйчатого серицита. Для рудовмещающих известняков характерна также значительная мраморизация. Мраморовидные известняки являются продуктом почти полной перекристаллизации ранее пелитоморфного карбонатного материала с образованием плотно прилегающих друг к другу крупных зерен кальцита. Мощность рудоносной пачки 60 *м*.

Верхняя криноидная пачка является верхним членом разреза нижнекултабарской подсвиты. В ней преобладают криноидные известняки, которым подчинены редкие прослои слоистых известняков и кварцево-серицитовых, обычно несколько известковистых сланцев.

Криноидные известняки коричневато-серого цвета, массивные и неяснослоистые. Под микроскопом они характеризуются органогенной структурой и состоят из основной пелитоморфной карбонатной массы,

среди которой заключены многочисленные обломки члеников криноидей. Тонкослоистые известняки серого цвета и мелкозернистого строения. Как видно под микроскопом, они состоят из пелитоморфной карбонатной массы, среди которой развиты крупные кристаллы кальцита и реже неправильной формы зерна кварца. Эти известняки часто брекчированы и пронизаны густой сетью ветвящихся кварцево-кальцитовых прожилков.

Кварцево-серицитовые сланцы серо-зеленого цвета, тонкослоистые, обычно интенсивно гофрированные. Под микроскопом характеризуются лепидогранобластовой структурой и состоят из мельчайших плохо окатанных зерен кварца и волокнисто-чешуйчатых агрегатов серицита. В значительном количестве присутствует пелитоморфный карбонатный материал. Мощность верхнекриноидной пачки 75—80 *м*.

В криноидных известняках толщи (верхи разреза нижнекултабарской подсвиты) в пределах Пневского месторождения нами встречена фауна криноидей, кораллов и строматопор.

Фауна ругоз, по определению Н. Я. Спасского, представлена *Tryplasma devoniana* Soshk., *Fasciphyllum* ex gr. *orientale* Soshk., *Grypophyllum* ex gr. *striatum* Soshk. Первая форма характерна для эйфельского яруса Урала и Кузбасса, встречается также и в кобленцском ярусе Урала. Две последние формы встречаются в эйфельских отложениях Урала, Кузбасса и Алтая. Таким образом, по мнению Н. Я. Спасского, весь комплекс является эйфельским и, вероятнее, раннеэйфельским.

Фауна табулят, по определению В. Н. Дубатолова, представлена *Favosites* ex gr. *ottiliae* Penecke, *Favosites* sp., *Thamnopora* ex gr. *reticulata* (Blainville), *Th.* sp., *Coenites* ex gr. *flexibilis* Sokolov, *Cladopora* sp., *Amphypora* sp. Родовой и видовой составы свидетельствуют о девонском возрасте (скорее всего, от нижнего девона до эйфеля).

Фауна криноидей, по определению Р. Елтышевой, содержит следующие формы: *Cupressocrinus crassus* Goldf., *C. minor* Yolt. (in lit.), *C.* cf. *elongatus* Quenst.

Отложения данного комплекса, по Р. Елтышевой, относятся, по-видимому, к эйфельскому возрасту.

Таким образом, комплекс фауны кораллов и криноидей, встреченный в криноидных известняках, свидетельствует о том, что время осадконакопления верхней криноидной пачки нижнекултабарской подсвиты надо считать в пределах ранний девон — эйфель и, по-видимому, относить к раннему эйфелю. Мощность верхней карбонатной толщи 300 *м*. Суммарная мощность нижнекултабарской подсвиты 900—1000 *м*.

СРЕДНЕКУЛТАБАРСКАЯ ПОДСВИТА

Средняя часть разреза култабарской свиты в районе Пневского месторождения представлена мощной толщей кварцевых и дацитовых порфиров, их туфов, туфопесчаников, туфобрекчий, порфироидов и туфоидов. В ее составе выделяются две толщи: 1) кварцевых порфиров и 2) дацитовых порфиров.

1. Толща кварцевых порфиров

Толща кварцевых порфиров развита в основании разреза среднекултабарской подсвиты. Распространены в ней в основном кварцевые порфиры, порфироиды и кварцево-серицитовые сланцы. В верхней

части разреза широко развиты также туфы кварцевых порфиров, туфопесчаники и туфобрекчии.

По преобладанию в разрезе толщи литологических разностей можно выделить три пачки: кварцево-серицитовых сланцев; кварцевых порфиров; порфироидов и туфов кварцевых порфиров.

Пачка кварцево-серицитовых сланцев отчетливо выделяется в районе Пневского месторождения, где слагает основание разреза среднекултабарской подсвиты. По составу сланцевая пачка неоднородна. Преобладают в ней кварцево-серицитовые сланцы, в подчиненном количестве встречаются разности известково-глинистых, известково-серицитовых и хлорито-серицитовых сланцев, а также линзовидные прослои туфогенных песчаников.

Кварцево-серицитовые сланцы темно-зеленого и зеленовато-серого цвета, отчетливо тонкослоисты. Обычно смяты в мелкие угловатые микроскладки и пронизаны большим числом четковидных прожилок молочно-белого кварца и кальцита. Под микроскопом структура сланцев лепидогранобластовая, реже алевропелитовая. Минералогически сланцы состоят из мельчайших, плохо окатанных зерен кварца, волокнисто-чешуйчатых агрегатов серицита и пелитоморфного глинисто-карбонатного материала. В незначительном количестве встречается мелкочешуйчатый хлорит, эпидот, полевой шпат, мусковит и биотит. По преобладанию тех или иных основных компонентов выделяются разновидности сланцев — известково-глинистые, известково-серицитовые, хлорито-серицитовые и др.

Линзовидный характер распространения кварцево-серицитовых сланцев, пространственная приуроченность их к зоне железорудного разлома, наличие в них реликтовых прослоев туфоидов и порфироидов могут свидетельствовать о том, что кварцево-серицитовые сланцы и их разновидности, по-видимому, являются продуктом глубокого метаморфизма кварцевых порфиров и их туфов. Мощность пачки 250—300 *м*.

Пачка кварцевых порфиров слагает среднюю часть разреза толщи кварцевых порфиров. Кварцевые порфиры серого, зеленовато-серого и серо-желтого цвета, плотные, массивные, с четко выраженными вкрапленниками кварца и полевого шпата. Под микроскопом структура породы порфировая, реже в рассланцованных разностях порфиробластовая. Минералогически кварцевые порфиры состоят из основной массы с фельзитовой или трахитовой структурой, среди которой располагается большое количество вкрапленников. Вкрапленники представлены округлыми зернами кварца, таблитчатыми и призматическими кристаллами плагиоклаза (альбит-олигоклаз), ортоклазом и, реже, решетчатым микроклином. Размер их колеблется от 0,7 до 3—4 *мм*. Основную массу породы составляют микролиты полевого шпата, мельчайшие зерна загрязненного кварца и изотропное кремнисто-глинистое вещество. Вторичными минералами кварцевых порфиров являются серицит, карбонат и хлорит. В качестве акцессориев встречаются сфен, рутил, биотит и рудные минералы. Мощность пачки кварцевых порфиров 150—250 *м*.

Пачка порфироидов и туфов кварцевых порфиров, развитая выше, представляет собой интенсивно рассланцованные, серицитизированные и хлоритизированные кварцевые порфиры и их туфы, часто по внешнему облику почти не отличимые от кварцево-серицитовых сланцев. Порфироиды светло-серого и зеленовато-серого цвета, тонко-неправильнорассланцованные. Наличие в породе большого количества серицита придает порфироидам шелковистый оттенок, особенно хорошо выступающий

на плоскостях сланцеватости. Среди основной тонкозернистой массы породы встречаются редкие вкрапленники округлых зерен кварца размером до 2—3 *мм*.

Микроскопически порфироиды характеризуются бластопорфировой структурой и состоят из лепидобластовой основной массы и небольшого количества вкрапленников. Основная масса породы представлена мельчайшими зернами кварца, чешуйчато-волокнистым серицитом, реже хлоритом, биотитом и карбонатно-глинистым изотропным веществом. Вкрапленниками являются округлые зерна кварца, идиоморфные кристаллы ортоклаза и, редко, неправильные зерна карбоната.

Туфы кварцевых порфиров серого и темно-серого цвета, обычно отчетливо слоистые. Развиты они в виде линзовидных, довольно быстро выклинивающихся по простиранию прослоев, достигающих мощности 70—80 *м*. Микроскопически порода состоит из угловатых и округлых обломков кварцевых порфиров, кварца и полевого шпата, сцементированных мельчайшими обломками тех же кислых эффузивов, глинистым и реже пепловым материалом. Основная — цементирующая — масса породы туфов в большинстве случаев окварцована, серицитизирована и карбонатизирована. Конгломератовидные туфы серого и розовато-серого цвета, массивные, реже неясно слоистые. Состоят они из угловато-округлых обломков кислых эффузивов размером 0,5—10 *мм*, заключенных среди основной — алевролитовой — массы породы. Микроскопически основная масса состоит из мельчайших зерен кварца, полевого шпата, глинистого и пеплового материала. Мощность пачки порфироидов и туфов кварцевых порфиров достигает 250—300 *м*. Суммарная мощность толщи кварцевых порфиров 600—800 *м*.

2. Толща дацитовых порфиров

Верхняя часть разреза среднекултабарской подсвиты сложена толщей дацитовых порфиров, среди которых развиты линзовидные прослои их туфов, туфосланцев, конгломератовидных туфов и порфироидов. Дацитовые порфиры серого с голубоватым оттенком цвета, массивные, реже неясно слоистые. От кварцевых порфиров они отличаются меньшим содержанием во вкрапленниках зерен кварца и почти полным отсутствием калиевого полевого шпата. Вкрапленники (размер 2—4 *мм*) в породе выражены четко, содержатся в большом количестве и представлены альбитизированным плагиоклазом, преимущественно олигоклазового состава. Основная масса породы обладает фельзитовой и лепидобластовой структурой и состоит из мельчайших зерен кварца, полевого шпата и пелитового изотропного вещества. В незначительном количестве встречаются хлорит, мусковит, сфен, эпидот и рудные минералы. Мощность толщи дацитовых порфиров 700—800 *м*. Общая мощность среднекултабарской подсвиты 1600—1900 *м*.

ВЕРХНЕКУЛТАБАРСКАЯ ПОДСВИТА

Наиболее пестр литологический состав верхнекултабарской подсвиты. Ее вулканогенно-осадочный комплекс пород представлен аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, кварцево-серицитовыми, хлорито-серицитовыми и известковистыми сланцами, мраморизованными и окварцованными известняками, туфогенными песчаниками, алевролитами, линзовидными прослоями дацитовых и реже кварцевых порфиров, их туфов и туфобрекчий.

По преобладанию в разрезе тех или иных литологических разностей пород в составе верхнекултабарской подсвиты выделяются три толщи:

туфогенно-осадочная; карбонатная; песчано-сланцевая. Все они с бо́льшим или меньшим постоянством прослеживаются на всей площади исследований.

Туфогенно-осадочная толща, развитая в основании верхнекултабарской подсвиты, характеризуется частым переслаиванием многочисленных разностей вулканогенных пород с песчаниками, сланцами и известняками. Количественное соотношение этих двух типов пород в отдельных участках района различно. В рассматриваемом разрезе култабарской свиты в составе толщи преобладают вулканогенные разности пород; к северо-востоку от Пневского месторождения — осадочные породы — известняки, песчаники и сланцы. В разрезе района Пневского месторождения вулканогенные разности представлены дацитовыми порфирами, их порфироидами, литокластическими и кристаллокластическими туфами. Большинство пород имеет слоистую и реже агломератовидную текстуру. Из этой группы вулканогенных пород наиболее распространены туфы дацитовых порфиров, представленные кристаллокластическими и литокластическими разностями. В составе обломочного материала туфов преобладает плагиоклаз (ряда олигоклаз), развитый в зернах таблитчатой формы. Встречаются также обломки эффузивов и кварц. Форма зерен последнего неправильная округлых очертаний. Основная масса породы туфов частично наследует структуру основной массы эффузивных пород, иногда же сложена мельчайшими обломками, дающими при перекристаллизации элементы лепидобластовой структуры с новообразованием актинолита, серицита и хлорита.

Группа осадочных разностей пород вулканогенно-осадочной толщи характеризуется обилием переходных разностей. Карбонатные породы несут значительную примесь терригенного и вулканогенного материала, тогда как обломочные породы — песчаники, сланцы — в основном известковистые. Известняки этой толщи серого и коричневато-серого цвета, обладают отчетливо выраженной тонкой слоистостью. Обычно они мелкозернистые, реже среднезернистые, содержат много песчанистого материала (до 30—40%). В песчаниках преобладает кварц, затем в порядке убывания следуют плагиоклаз, в резкоподчиненном количестве калиевый полевой шпат. Мощность толщи достигает 1000—1100 *м*.

Карбонатная толща представлена известняками, которым подчинены небольшие по мощности прослои известковистых хлорито-серицитовых и глинистых сланцев и реже полимиктовых песчаников. Известняки серого и темно-серого цвета, обычно отчетливо тонкослоистые. В некоторых разностях отмечается значительная примесь терригенного материала, представленного плохо окатанными мелкими зернами кварца, полевого шпата и тонкой примесью пелитоморфного глинистого вещества. Известняки мелкозернистые, реже за счет вторичной перекристаллизации, обладают крупнокристаллическим строением. Структура этих разностей порфиробластовая и мраморовидная. Из органических остатков в известняках встречаются редкие членики криноидей. Известковистые сланцы зеленовато-серого цвета, тонкослоистые, обычно гофрированы. Они состоят из тонкозернистого карбонатного материала, к которому примешивается значительное количество терригенного материала, представленного кварцем, полевым шпатом, глинистым изотропным материалом и волокнисто-чешуйчатым серицитом. Мощность толщи 100—150 *м*.

Песчано-сланцевая толща составляет верхнюю часть разреза култабарской свиты. В толще часто чередуются песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. В небольшом количестве встречаются линзовидные прослои дацитовых и кварцевых порфиров, их туфов и порфироидов.

Песчаники толщи обладают массивной и неясно-слоистой структурой. Цвет песчаников светло-серый, иногда с розоватым оттенком. Состав их полимиктовый, часто со значительным преобладанием зерен полевого шпата над кварцем. Чисто кварцевые разности песчаников отсутствуют. В большинстве случаев песчаники мелко-неравномернозернистые. Форма зерен неправильная, угловатая. Цементом песчаников служит глинистый материал с постоянной примесью карбонатного вещества, количество которого достигает 10—30%.

Алевролиты зеленовато-серого цвета, тонкослоистые. Под микроскопом можно видеть, что порода почти всецело состоит из округло-угловатых зерен кварца, к которым примешивается небольшое количество полевого шпата, хлорита и серицита. Структура породы лепидобластовая. Мощность песчано-сланцевой толщи 450—500 *м*.

Верхняя граница верхнекултабарской подсвиты с вышележащей кыставкурчумской свитой тектоническая по разлому, поэтому мощность подсвиты неполная — 1500—1700 *м*. Суммарная мощность отложений култабарской свиты района Пневского месторождения 3700—4000 *м*.

Приведенный выше разрез свидетельствует о том, что фаунистически охарактеризованной в районе Пневского месторождения является лишь самая верхняя часть нижнекултабарской подсвиты. По заключению Б. С. Соколова, Н. Я. Спасского, Р. С. Елтышевой, определявших фауну кораллов и криноидей, она указывает на раннеэйфельский возраст вмещающих отложений. Вопрос о возрасте култабарской свиты в целом, который в настоящее время может быть определен как кобленц-эйфельский, решается на основании многочисленных сборов фауны кораллов и криноидей (произведенных Д. П. Авровым, Е. Д. Василевской, В. П. Пневым и др.) из отложений култабарской свиты в ряде районов Южного Алтая.

Так, на правобережье р. Бухтармы, вблизи тектонического контакта култабарской свиты с отложениями кабинской свиты ордовика, в известняках, слагающих ядро антиклинальной складки, были собраны многочисленные кораллы и криноидеи. Комплекс встреченной фауны представлен: *Favosites* sf. *sibiricus Peetz*, *F. porfirievi* Tschern., *F.* aff. *brusnitzini* Peetz, *F.* aff. *goldfussi* Orb., *F.* aff. *regularissimus* Janet, *F.* cf. *spinosus* Lec., *Squameofavosites* cf. *hyperboreus* (Tschern.) var. *devonica* Janet, *Heliolites* cf. *insolenus* Tschern., *Syringopora* cf. *coespitosa* Goldf., *Hormofonic* sp., *Thamnopora* cp., *Cladopora* sp., *Fasciphyllum* ex. gr. *orientale* Soshk., *Acanthophyllum* ex. gr. *heterophyllum* Soshk., *Pseudamplexus fascicularis* Soshk., *Zelophyllia* ex gr. *tabulata* Soshk., *Grypophyllum striatum* Soshk., *Cyclocyclicus* sp. По заключению Б. С. Соколова, Н. Я. Спасского, Р. С. Елтышевой, этот комплекс фауны характерен, вероятнее всего, для верхнего кобленца и нижнего эйфеля.

В разрезе култабарской свиты района Пневского месторождения известняки, содержащие приведенный выше комплекс фауны, по-видимому, не вскрыты или, что менее вероятно, отвечают самым низам разреза.

В хребте Сарым-Сакты, в известняках нижнекултабарской подсвиты, развитых на левобережье р. Сарым-Сакты, встречены: *Thamnopora* ex gr. *elegans* Dub., *T.* ex gr. *reticulata* (Blainv.), *T.* ex gr. *cervicornis* (Blainv.), *T.* cf. *javorskyi* Dub., *Cladopora* sp., *Rhodocrinus* sp.

В ядре Беркут-аульской антиклинали, в известняках, по стратиграфическому положению аналогичных известнякам левобережья р. Сарым-Сакты (и так же, как и последние, сопоставимых с известняками основания разреза култабарской свиты Пневского месторождения),

встречен следующий комплекс фауны: *Favosites* sp., *Squameofavosites* ex gr. *bohemicus* (Počta), *Sq.* aff. *mironovae* Dub., *Alveolitella* sp., *Cupressocrinus abbreviatus Quenst, C. quadrans* Quenst., *Rhodocrinus crenatus* Quenst.

По заключению Б. С. Соколова и Р. С. Елтышевой, комплекс фауны, собранной в бассейне р. Сарым-Сакты и ядре Беркут-аульской антиклинали, встречается в интервале нижний девон — эйфель, но, по мнению Б. С. Соколова, присутствующие здесь табуляты скорее всего характеризуют нижнюю часть эйфеля.

Таким образом, весь комплекс фауны, встреченный в отложениях нижнекултабарской подсвиты (Правобережье р. Бухтармы, верховье р. Сарым-Сакты, ядро Беркут-аульской антиклинали, Пневское месторождение) характеризует возраст этой подсвиты как кобленц-ранний эйфель.

Фауна среди вулканогенного комплекса среднекултабарской подсвиты нигде в пределах Южного Алтая не встречена.

Верхнекултабарская подсвита фаунистически хорошо охарактеризована в пределах хребта Сарым-Сакты и южном Примаркакульи, тогда как в бассейне р. Бухтармы в ней встречаются лишь редкие, плохо сохранившиеся членики криноидей.

В хребте Сарым-Сакты (в районе месторождений Саралка-Булак, Ушкунгуй и других местах) в известняках этой подсвиты встречены: *Favosites* aff. *eifelensis* Pen., *F. spinosus* Lec., *F. goldfussi* var. *eifelensis* Nich., *F.* cf. *ulgemica* Bukh., *F.* cf. *gregalis* Porf., *F.* sp. nov. (ex gr. *alpina* R. Hörn), *F.* ex gr. *gasimuricus* Bukh., *F.* cf. *ottiliae* Pen., *F.* cf. *librovitchi* Porf., *F.* aff. *placenta* Hom., *Thamnopora* cf. *reticulata* Blainv., *Th. alta* Tchern., *Squameofavosites* sp., *Heliolites* ex gr. *porosus* Goldf., *Striatopora* cf. *schandiensis* Dub., *Cladopora* ex gr. *vermicularis* (M'Coy), *Cladopora* sp., *Caliapora* sp., *Pachipora* sp., *Coenites* sp., *Stenophyllum altum* Soshk., *Zelophyllia* sp., *Pholidophyllum* sp., *Cyathophyllum* sp., *Amplexus* sp,. *Pseudamplexus* sp., *Cupressocrinus crassus* Goldf., *C. elongatas Quenst., C. altaicus* Yolt. (in lit.), *C. minor* Yolt (in lit.), *C. abbreviatus* Quenst., *C. tenuimuralis* Yolt. (in lit.), *Rhodocrinus radialis* Yolt. (in lit.), *Rh. croratus* Quenst., *Cyelocyclicus binervatus* Yolt. (in lit.). *C. laticanalis* Yolt. (in lit.), *Rhabdocrinus* sp., *Entrochi biarticulati* Quenst., *Diploellipticus binarus* Yolt. (in lit.), *Actinostroma chebbornense* Nich.

По заключению Б. С. Соколова, Н. Я. Спасского и Р. С. Елтышевой, этот комплекс фауны характерен для средней части эйфельского яруса. Содержащие его отложения стратиграфически соответствуют верверхнекултабарской подсвите района Пневского месторождения.

Таким образом, возраст култабарской свиты Южного Алтая в целом, в том числе и района Пневского месторождения, в настоящее время может считаться кобленц-эйфельским.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОРУДЕНЕНИЯ

Как отмечалось выше, полиметаллическое оруденение Пневского месторождения приурочено к известнякам нижнекултабарской подсвиты. В других породах этой подсвиты — кварцевых порфирах, их туфах, известковистых кварц-серицитовых и глинистых сланцах — полиметаллическое оруденение отсутствует. В этих литологических разностях пород встречаются лишь редкая вкрапленность пирита и единичные прожилки гематита. Полиметаллическое оруденение в виде редкой вкрапленности мелких зерен галенита и отдельных его прожилков встречается по всему

разрезу известняков нижнекултабарской подсвиты. Однако наиболее интенсивное обогащение известняков галенитом сосредоточено в средней части разреза верхнекарбонатной толщи — в пачке тонкослоистых и массивных известняков, выделяемых под названием рудоносной.

Рудная залежь — зона повышенного содержания в известняках галенита — развита согласно со слоистостью вмещающих ее известняков. Общее простирание рудной залежи юго-восточнее 130—140° с падением к юго-западу под углом 50—70°. По простиранию она повторяет плавный флексурообразный изгиб в известняках, отчетливо выраженный в пределах Рудного хребта, где направление рудной зоны и известняков становится близким к меридиональному, а в ряде случаев и северо-восточным. Одновременно с изменением простирания зоны увеличивается угол падения до 80—85°.

Контакт рудной залежи с вмещающими ее известняками плавный. Каких-либо ограничивающих ее разломов не отмечается. В верхней части рудной залежи развит прослой кварцево-серицитовых сланцев мощностью 2—3 *м*. Он является экранирующей кровлей залежи и продуктом глубокого изменения кварцевых порфиров, с которыми он дает взаимные переходы в юго-восточной части рудной зоны. Здесь оруденение развито как ниже, так и выше прослоя кварцевых порфиров. По простиранию рудная зона непрерывно прослеживается в пределах Рудного и Табулятового хребтов. На Рудном хребте ее мощность 7—12 *м*, на его восточном склоне она увеличивается до 30 *м*, далее к штольне 2, у Табулятного хребта, вновь уменьшается до 7—10 *м*. От этой зоны в западном (Западный хребет) и восточном (Медный хребет) направлениях встречается лишь редкая вкрапленность мелких зерен галенита и халькопирита.

В пределах месторождения оруденение представлено тонкими (0,1—2 *мм*) линзовидными прожилками галенита, в большинстве случаев развитыми согласно со слоистостью вмещающих их известняков. Несколько меньше распространены секущие рудные прожилки, представляющие собой ветвящиеся кварцево-кальцитовые жилки, содержащие крупные (до 3—4 *мм*) зерна галенита. Совместно с галенитом в прожилках часто присутствует халькопирит, чего нет в согласных прожилках первого типа. Наряду с прожилковым типом на месторождении широко распространен вкрапленный тип оруденения, представленный редкой неравномерной вкрапленностью мелких рудных зерен. Рудная минерализация известняков сопровождается их интенсивной перекристаллизацией, окварцеванием и баритизацией. Устанавливается также отчетливая связь оруденения с горизонтами доломитизации известняков.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУД

В составе руд Пневского месторождения отмечены в порядке их убывания рудные минералы: галенит, пирит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, антимонит, валентинит, стибиоконит, магнетит, гематит, мартит, церуссит, гетит, лимонит, малахит, ковеллин. Преобладает галенит. Остальные минералы встречаются в резко подчиненном количестве. Из нерудных, сопутствующих оруденению минералов широко распространены: кварц, барит, крупнозернистый кальцит, доломит, серицит, хлорит, реже альбит и флюорит.

Галенит — основной рудный минерал месторождения — встречается в виде вкрапленности мелких, неправильной формы зерен и тонких ветвящихся прожилков, ориентированных в основном по слоистости извест-

няков. Прожилки, образованные в результате выполнения трещинок и зон дробления, представлены цепочками отдельных зерен галенита длиной 3—5 *мм* при ширине 0,01—0,5 *мм*. Число таких прожилков достигает 5—7 на 1 *см* поперечного сечения рудного штуфа. Галенит секущих прожилков более крупнозернистый. Размеры отдельных его зерен достигают 2—5 *мм*. Галенит обоих типов прожилков обычно свободен от примеси других сульфидов. В простых срастаниях с галенитом встречаются халькопирит, пирит и сфалерит. Зерна галенита заполняют пустоты в известняке или активно замещают его по системе сложных, ветвящихся трещинок. В тех случаях, когда в секущих прожилках галенит заполняет пустоты между зернами кальцита, он обладает резко выраженной ксеноморфной структурой. Почти всегда зерна галенита в той или иной степени замещены церусситом. В согласных прожилках это замещение идет очень далеко, с образованием вокруг зерен галенита широких церусситовых каемок и зон колломорфного строения. Галенит секущих прожилков более свободен от примеси церуссита.

Пирит в виде редкой вкрапленности встречается по всему разрезу нижнекултабарской подсвиты. Самостоятельных скоплений он не образует, а развит совместно с другими сульфидами. Пирит обычно встречается в виде хорошо ограненных кристаллов размером до 3—4 *мм*. Встречаются также мелкие реликтовые зерна пирита среди крупных зерен галенита и сфалерита. Как правило, пирит интенсивно замещается лимонитом с развитием петельчатых структур замещения, часто идущих до образования полных псевдоморфоз лимонита по пириту.

Халькопирит встречается редко, развит в виде мелких, неправильной формы зерен. В секущих рудных прожилках образует более крупные (до 1—2 *мм*) зерна и короткие прожилки. Изредка встречается в виде неправильных включений в пирите размером 0,03—0,1 *мм*, а также в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите. Размеры этих вкрапленников 0,001—0,5 *мм*. С периферии зерна халькопирита обычно замещены гидроокислами железа с образованием каемок или петельчато-сетчатых структур замещения.

Сфалерит встречается в рудах редко, обычно развит в тесной ассоциации с крупными зернами галенита, в которых образует редкую вкрапленность мелких округлых зерен неправильной формы. Размер вкрапленников колеблется от сотых миллиметра до 0,1 *мм*. В штольне 2 в криноидных известняках встречено существенно сфалеритовое оруденение, представленное тонкими (1—2 *мм*) прожилками и густой вкрапленностью мелких зерен янтарного сфалерита. Сфалерит обычно содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита и пойкилитовые включения мелких зерен пирита.

Блеклая руда встречается очень редко в виде мелких (0,05 *мм*) округлых зерен в галените и несколько чаще с халькопиритом в виде самостоятельных включений в секущих кварцево-кальцитовых прожилках.

Антимонит встречен в единственном случае у устья штольни 2, где в криноидных известняках зафиксирована сурьмяная минерализация, представленная антимонитом. Мощность зоны сурьмяной минерализации достигает 4—5 *м*. Оруденение представлено тонкими (0,5—1 *мм*) прожилками и линзочками антимонита, ориентированными согласно со слоистостью вмещающих известняков, а также рассеянной вкрапленностью и отдельными, несколько более крупными (до 3—5 *мм*) гнездовыми включениями антимонита. Антимонит представлен листовыми пластинчатыми кристаллами, часто сдвойникованными. По периферии зерен антимонит замещается валентинитом и стибиоконитом.

Магнетит встречается главным образом в зоне железорудного разлома, проходящего по контакту средне- и верхнекультабарской подсвиты, где совместно с гематитом образует небольшие (0,5—1 *м*) по мощности линзообразные тела. Очень редко магнетит отмечается в пределах зоны полиметаллического оруденения, где он развит в виде единичных вкрапленников среди известняков. Представлен магнетит идиоморфными кристаллами октаэдрической формы. Размер кристаллов колеблется от сотых долей миллиметра до 2 *мм*. Магнетит почти повсеместно замещается гематитом. Наблюдаются все стадии замещения, вплоть до образования полных псевдоморфоз гематита по магнетиту. Иногда видно, как процессу замещения предшествовало раздробление зерен магнетита.

Гематит встречается сравнительно часто в виде очень мелких вкрапленников и тончайших прожилков, развитых совместно с гематитом и лимонитом. В зоне развития железорудной минерализации он является основным минералом, образующим сплошные агрегаты шестоватых и игольчатых кристаллов длиной 1—3 *мм* при толщине 0,1—0,2 *мм*. Обычно замещает магнетит, образуя в нем пластинчатые и решетчатые структуры прорастания.

Церуссит — наиболее распространенный гипергенный минерал месторождения. Развит в виде каемок вокруг зерен галенита. Ширина каемок 0,01—0,3 *мм*. Часто встречается в виде отдельных вкрапленников и их скоплений среди зерен галенита. Образует также прожилки, развитые по спайности галенитовых зерен. При введении анализатора скопления церуссита обнаруживают тонкокристаллическое строение с величиной зерен от 0,01 до 0,05 *мм*. Часто обладает концентрически-зональной структурой.

Гетит встречается часто, образуя псевдоморфозы по идиоморфным кристаллам цирита. Псевдоморфозы обычно обладают зональным строением. Их центральная часть сложена мелкозернистым агрегатом анизотропных зерен гетита, окруженных с периферии колломорфной каемкой, состоящей из гетита и лимонита.

Лимонит широко распространен, развит в виде краевых каемок по пириту и халькопириту. Образует также ветвящиеся прожилки внутри зерен этих минералов. Интенсивно замещает магнетит и гематит, часто с образованием полных псевдоморфоз.

Малахит встречается редко. Образует отдельные ксеноморфные скопления, приуроченные к трещиноватости в известняках. Встречается также в виде тонких корочек, развитых совместно с гетитом и лимонитом около зерен халькопирита.

Ковеллин встречается редко. Развит в тесной ассоциации с халькопиритом, в котором образует тонкие каемки замещения.

ВЫВОДЫ

Тонкозернистый, прожилково-вкрапленный характер оруденения Пневского месторождения чрезвычайно затрудняет решение вопроса о возрастных взаимоотношениях рудных минералов месторождения. В первом приближении намечается следующий порядок выделения рудных минералов из гидротермальных растворов: галенит, сфалерит и халькопирит, образующие вкрапленные руды, а также прожилки, согласные со слоистостью известняков, являются почти одновременными образованиями. Несколько более поздними являются крупнозернистый галенит и халькопирит, приуроченные к секущим кварцево-кальцитовым прожилкам. Характер совместного развития пирита с другими сульфидами, многочисленные его идиоморфные и ксеноморфные включения

в галените и сфалерите могут свидетельствовать как о близком по времени и хобразовании, так и о растянутости процесса пиритизации во времени. Антимонитовое оруденение (обособленное от полиметаллического оруденения и встреченное у устья штольни 2) — наиболее позднее в цепи минералообразования Пневского месторождения. В связи с этим может быть намечена следующая последовательность выделения рудных минералов: магнетит → пирит → (галенит + сфалерит + халькопирит + пирит) → галенит + халькопирит → антимонит.

Мономинеральный состав руд месторождения, выраженный резким преобладанием галенита над другими компонентами, низкотемпературный комплекс рудных минералов (галенит, янтарный сфалерит, блеклые руды, антимонит) и сопровождающих оруденение нерудных минералов (барит, кальцит, кварц, хлорит, серицит, альбит, флюорит), слабое околорудное изменение известняков, вмещающих оруденение, — все это дает возможность предполагать о небольшой глубине современного эрозионного среза месторождения, представленного на поверхности верхними его горизонтами, наиболее удаленными от источника гидротермального выноса.

При предварительной разведке месторождения в результате плохой организации разведочных работ (неправильного размещения буровых скважин и их частых аварий) ни одна из скважин не вскрыла более глубоких горизонтов оруденения. Однако, по данным опробования, полученным при проходке трех штолен, подсекающих зону оруденения на глубине 70 *м*, содержание свинца в рудах с глубиной увеличивается. Разведочные работы на месторождении были свернуты до получения данных опробования по штольне 1, где выработки подсекли мощную зону с высоким оруденением известняков рудоносной пачки пылеватым галенитом. Поэтому отрицательная оценка месторождения, полученная при его предварительной разведке, не может считаться окончательной, и разведочные работы на Пневском месторождении, безусловно, должны быть продолжены.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казанин Ю. И. Полиметаллическое оруденение Северо-восточной части Южного Алтая. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1958, вып. 1.

2. Хисамутдинов М. Г. О влиянии вмещающих пород и температуры растворов на состав и место образования руд на примере некоторых алтайских месторождений. Советская геология, 1956, сб. 50.