

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУД ЗОЛОТА, ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В ЗОНАХ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ ПОДНЯТИЙ В ОРСКОМ ЗАУРАЛЬЕ

**В статье рассмотрены типовые геологические обстановки локализации руд золота, цветных и редких металлов. Рудоносные участки контролируются тектоническими зонами динамометаморфизованных древних пород, которые обрамляют глыбовые поднятия гранитогнейсов.**

В Орском Зауралье зоны динамометаморфизованных пород обрамляют глыбы гранитогнейсов. В крупном региональном плане эти тектонические зоны имеют полукольцевое, решетчатое, субмеридиональное и субширотное направление и представлены разнообразными метаморфизованными породами: магнетит-полевошпат-амфиболовыми, хлорит-тремолитовыми, кордиерит-антофиллитовыми породами; вторичными кварцитами с биотитом; яшмовидными, насыщенными гематитом породами. Эти породы представляют собой полиметаморфизованные древние допалеозойские и раннепалеозойские породы. Тектонические зоны насыщены магмовыводящими каналами. В направлении этих сквозных внутриразломных зон ориентируются изолинии равных потенциалов силы тяжести, полученных в результате применения геофизических исследований методом заряженного тела.

Глыбовые поднятия формировались очень длительно, синхронно развитию в среднем-верхнем палеозое вулканоплутонических процессов, происходивших в обрамляющих депрессиях. Поднятия являлись источниками для осадконакопления. К началу морской трансгрессии в турнейском веке уже были сформированы крупные участки континентальной суши. В юрское время тектонические движения вновь активизировались [1, 2] и сопровождались многочисленными ингрессиями моря. До наступления миоцен-четвертичного времени складчатые горные сооружения были доведены денудационными процессами до состояния пенеплена – предельно выровненной местности со сложным глыбово-складчатым строением палеозойского фундамента на глубине.

В современном рельефе глыбы гранитогнейсов имеют вид сильно сглаженных и обточенных ветром разрозненных скальных выступов, а обрамляющие их метаморфизованные породы образуют невысокие горные гряды, плоские возвышенности, увалы, сученные сопки. Внутриразломные межблоковые зоны выделяются участками развития минерализованных хлоридных и сульфатных трещинных вод. Длительно циркулировавшие подземные воды насыщены концентрациями меди,

цинка, в отдельных случаях – молибдена и урана. Это позволяет предположить активное селективное извлечение тяжелых металлов бактериями.

Характерна большая подвижность молибдена и его активная миграция в пониженные формы рельефа.

Глыбы гранитогнейсов сопровождают блоковые выступы-сателлиты амфиболизированных и ороговикованных основных изверженных пород. Выступы-сателлиты, испытавшие пневматолитическое воздействие, характеризуются высокими (по сравнению с кларковыми) фоновыми содержаниями геохимических примесей меди, кобальта, цинка, серебра, а тектонические швы, разделяющие такие разблокированные тела амфиболизированных основных горных пород, представлены сланцами-тектонитами, которые выделяются зонами аномальных концентраций меди, цинка, свинца, бария, стронция, кобальта, молибдена, никеля, олова, сурьмы и мышьяка. Содержание меди в таких зонах достигает 0,08%, цинка – до 1%, свинца – до 0,02%, молибдена – до 0,008%.

В геофизических полях тектонические зоны, насыщенные разблокированными телами основных динамометаморфизованных пород, фиксируются цепочками положительных магнитных аномалий.

Для района характерны обширные выходы микроклиновых гранитов, прорывающих отложения раннего карбона на уровне палеозойского эрозионного среза; такие выходы фиксируются обширными комплексными ореолами рассеяния молибдена, висмута, бериллия, вольфрама. В краевых частях гранитных массивов локализованы выходы интенсивно катаклазированных плагиогранитов; встречаются также зоны милонитизации мощностью 2-3 см, зоны гидротермально проработанных тектонических гранитных брекчий, пронизанные густой сетью штокверковых кварц-хлорит-пиритовых, кварц-гематитовых, кварц-флюорит-сульфидных и кварцевых прожилков.

Развитие ультраметаморфизма и обусловило формирование регенерированных щелочных гранитов, что способствовало увеличению плотности тепловых потоков в верхних уровнях земной коры.

Такая обстановка, наступившая в пермтриасе, обусловила региональный метаморфизм палеозойских толщ. В зонах переходных к очагам ультраметаморфизма происходили активные динамодислокации, тектоническое изменение мощности прогретых пластичных пород, поднятия блоков тектонизированных доверхнесилурийских пород и внедрение гранитоидных тел с образованием линейной складчатости высших порядков. Из ранее гранитизированных доверхнесилурийских пород, составлявших зоны тектонического обрамления, под влиянием сильных тепловых потоков, в процессе динамометаморфизма были мобилизованы легкие составные компоненты (вода, щелочи, глинозем и кремнезем), что и способствовало превращению этих пород в магнезиально-кальциевые метасоматиты.

Вблизи зон ультраметаморфизма и развития регенерированных щелочных гранитов происходили активные сдвиго-надвиговые и сдвиго-взбросовые блоковые перемещения [3], внедрялись реоморфические интрузии и дайки.

Как выяснилось, рудные участки приурочены к краевым зонам очагов развития ультраметаморфизма, выразившегося образованием полей мигматитов, тесно сопряженных с тектонизированными древними породами. *Участки комплексного сульфидного оруденения тяготеют к кулисорасположенным тектоническим зонам (сдвигового характера)*. Сульфидные руды образуют множество кулисно-расположенных массивных и вкрапленных жилообразных тел, залегающих на глубине от 67 до 124 м от дневной поверхности. Пирит составляет до 40% объема рудных скоплений, халькопирит – 2-6%. Пирит катаклазирован и пронизан трещинами, залеченными кварцем и халькопиритом. В подчиненном количестве присутствует сфалерит. В составе руд отмечаются также халькозин, гематит, ковеллин. Видимая мощность рудных подсечений вертикальными буровыми скважинами составляла от долей метра до 6-10 м и более. Углы встречи стволов скважин с тектоническими зонами составляли 45-70°. Падение сульфидных тел преимущественно западное под углом около 60-65°, иногда восточное и более пологое. Вмещающими породами являются кварц-хлоритовые и серицит-кварцевые сланцы, насыщенные карбонатами. Содержание меди в подсечениях массивных руд, полученных с помощью буровых скважин, составило от 0,5-1% до 7,5%, цинка – от 0,1% до 4,37%, свинца – до 0,08%, молибдена – до 0,003%. Руды содержали примесь кобальта. Сульфидные руды ассоциируют с телами диабазов, габбро-диабазов, диоритовых порфиритов, кварцевых альбитофиров.

Зеленокаменные сланцы характеризуются лепидобластовой и гранолепидобластовой структурой и сланцеватой текстурой. Они сложены на 80-90% хлоритом; кварц и альбит составляют около 10% объема породы. В хлоритовых сланцах присутствуют лейкоксен, карбонат, пирит. Хлорит развит в виде двух генераций: ранний мелкочешуйчатый хлорит почти бесцветный, его листочки ориентированы в одном направлении, а более поздний хлорит крупночешуйчатый и образует пятнистые и струйчатые скопления. Альбит и кварц сохраняются в породе в виде реликтовых зерен. Карбонаты участками образуют неравномерную вкрапленность. Крупночешуйчатый хлорит содержит новообразования лейкоксена. Очень редко встречаются реликты зерен эпидота. Пирит наблюдается в виде идиобластов, окруженных каймами крупночешуйчатого хлорита. Идиобласты пирита неравномерно рассеяны в породе либо образуют гнездовидные скопления.

Серицит-хлоритовые сланцы тяготеют к височным бокам рудовмещающей зоны. Вскрытая мощность сланцев достигает сотен метров. Эти сланцы отличаются светлым цветом. Серицит составляет до 10-20%, и соответственно содержание хлорита уменьшается до 70-80%.

В кварц-хлоритовых сланцах кварц составляет не более 10% объема пород.

Полосы тектонических зеленокаменных сланцев веерообразно разветвляются в стороны от гранитизированных выступов и представляют собой структуры чешуйчатых сдвигов, развивающихся в обстановке сильного направленного сжатия.

Структуры веерных сдвигов характеризуются наличием встречных асимметричных сильно сжатых мелких флексур, обрамляющих кинематически-динамические блоковые тела-сателлиты. Именно эти структуры и перспективны в отношении поиска крутых и пологих жилообразных золотоносных сульфидных залежей. Сульфидные залежи формировались в процессе длительного метаморфизма и испытали влияние динамических воздействий.

На местности зоны гидротермально проработанных зеленокаменных тектонических сланцев распознаются понижениями рельефа, линейными заболоченными впадинами с мелкими озерами.

Рудоносные магнезиально-кальциевые метасоматиты порой фиксируются в рельефе тектоническими просядками. Просядки бывают заполнены голубовато-серыми юрскими глинами, колломорфными вторичными железняками, выходами охристых и каолинизированных пород.

Рудоносные зеленокаменные сланцы содержат кобальт до 0,1%, свинец – до 0,02%, мышьяк – до

0,04%, серебро – до 10 г/т. Вкрапленное и гнездово-прожилковое сульфидное оруденение тесно связано с зонами серицитизации зеленокаменных сланцев.

Экзогенное разрушение бурых железняков, сформировавшихся в результате окисления сульфидных руд, обусловило накопление в рыхлых отложениях поверхностных металлометрических ореолов меди, кобальта, молибдена, золота и серебра.

Следует иметь в виду, что бурые железняки, сформировавшиеся в результате окисления встречающихся иногда контактово-метасоматических сульфидно-магнетитовых залежей, имеют гораздо больший удельный вес, текстура их массивная, реже ячеистая, а в сильно выветрелом состоянии эти железняки пористые мягкие черно-лилового цвета с ярко-вишневой чертой. Содержание меди в таких железняках достигает 1% и более; спектральные анализы показывают следы иттрия и ванадия.

На рудоносных участках встречаются *опалолимонитовые образования, которые отличаются повышенными концентрациями золота (до 5 г/т) и серебра (до 147 г/т)*. Эти образования локализованы в тектонических зонах в виде сильно уплощенных линз, имеют полосчато-натечную текстуру. С глубиной эти образования сменяются полосчатыми халькопирит-пиритовыми рудами, локализованными в зеленокаменных сланцах-тектонитах. Мощность рудных подсечений по скважинам достигает 4 м. Длина рудных тел по простиранию достигает 100 м. Характерно, что по восстанию эти рудные тела резко выклиниваются, разветвляясь на отдельные рудные апофизы.

На площадях, тяготеющих к гранитным массивам, грейзенизированные тектонические зеленокаменные сланцы пронизаны мелкими жилами трещиноватого кварца с налетами ожелезнения. *Эти мелкие жилы отличаются особо высокой, но крайне неравномерной золотоносностью (от 0 до 80-100 г/т)*. Золотоносны также и зоны турмалинизации зеленокаменных сланцев. Кроме самородного золота в протолочках рудных сланцев присутствуют шеелит, вольфрамит, сульфиды, кальцит, барит, монацит, циркон, рутил, гранат. Например, подобные кварцевые жилы, пронизывающие зеленокаменные тектонические сланцы, содержали висмутин, самородное золото, шеелит. По этим жилам было пройдено большое количество горноэксплуатационных старательских выработок. Многие жилы практически уже отработаны. В протолочках жил присутствуют арсенопирит, пирит, молибденит, галенит, шеелит, сфен, ставролит, гранат, слюда, монацит.

*Участки развития комплексного сульфидного оруденения обнаруживают тесную пространственную связь с протяженными дайками граносиенит-порфиоров, пронизывающих рудовмещающие сланцы.*

Для субмеридионально-вытянутых интрузий сиенит-аплитов, которые встречаются в тектонических зонах, характерны концентрации молибденита. Сиенит-аплиты прорывают массивы гранитогайсов; это очень плотные полнокристаллические среднезернистые породы белого или светло-серого цвета, состоящие в основном из калишпата (в количестве, достигающем до 90% объема пород), альбита, мусковита и кварца. В отдельных разностях кварц и альбит могут отсутствовать. *Содержание молибденита в сиенито-аплитах достигает 0,8%.*

Среди грейзенизированных пород приконтактных частей гнейсо-гранитных массивов встречаются довольно выдержанные тела кварц-мусковитовых грейзенов, окаймляющих линзовидные блоковые кварцевые тела. Кварц-мусковитовые грейзены на отдельных участках характеризуются густыми скоплениями молибденита, которые сосредоточены в интерстициях мусковита и кварца.

*Высокие локальные концентрации молибденита связаны с сетью штокверковых кварцевых прожилков, пронизывающих грейзенизированные породы (до 3,5% молибдена на 1 м прожилков)*. С молибденитом тесно ассоциирует висмутин.

Грейзенизированные гнейсы, а также гнейсы, насыщенные мелкими прожилками альбита и светлой слюды, отличаются *порой концентрацией цезия (до 0,003-0,02%)*. Прожилки, обогащенные крупнолистовым мусковитом, содержат шестоватые мелкие кристаллы бесцветного и слабо голубоватого берилла.

*С биотитизированными гнейсами связаны концентрации рубидия (до 0,12%).*

*Повышенные содержания молибденита характерны для разгнейсованных и грейзенизированных крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов и амфиболитов, которые прорываются дайками керсантитов и спессартитов*. В порфировидных биотитовых гранитах встречаются вкрапления ксенотима в виде зелено-желтых и желто-бурых кристаллов тетрагонального габитуса с хорошо развитой тетрагональной дипирамидой; развиты кварцевые жилы с примазками висмутовых охр.

*Молибдено-висмутовое оруденение характерно для кварцевых жил северо-западного направления, которые порой пронизывают грейзенизированные*

ванные зоны в тех гранитных массивах, где имеются выходы аляскитов. В протолочках таких кварцевых жил кроме висмутина и молибденита присутствуют арсенопирит, турмалин, магнетит, ильменит, пирит, сфен, слюда, ставролит, роговая обманка. Жильный кварц светло-серый и трещиноватый. Молибденит и висмутин образуют в жильном кварце мелкие зерна. В отдельных участках кварцевых жил молибденит и висмутин полностью выщелочены, в таких участках кварц содержит занорыши с примазками охристых скоплений, которые активно сорбируют висмут.

Молибденит встречается в кварц-полевошпатовых метасоматитах, которые представляют собой кварц-альбитовые, реже кварц-микроклиновые тела, достигающие мощности 10 м в раздувах, а в пережимах мощность этих тел сокращается до 0,2-0,8 м. Эти тела имеют пологое и крутое падение и содержат в своем составе крупнолистоватый мусковит, флюорит, берилл, топаз, розовый плагиоклаз. Протяженность их достигает по падению десятков метров. В метасоматических телах агрегаты среднечешуйчатого молибденита окаймляют серый жильный кварц. Порой жильный кварц насыщен тонкодисперсным молибденитом. Для метасоматитов характерны также концентрации висмутина, пирита, халькопирита, гематита, магнетита.

Более молодыми образованиями, чем грейзенизированные породы, являются пегматитовые жилы, сложенные крупнозернистым и гигантозернистым мусковит-кварц-альбитовым агрегатом. Эти жилы не имеют вообще никаких признаков молибденовой минерализации. В пегматитовых жилах альбит образует крупные таблитчатые кристаллы, а чистый прозрачный кварц развивается по трещинам в альбите. Мощность пегматитовых жил крайне изменчива и изменяется от первых сантиметров до 15 м.

К апикальным частям гранитных массивов, где в кровле сохранились в виде останцов биотит-амфиболовые инъекционные гнейсы и амфиболиты, приурочены монацит-ксенотим-торитовые блоковые пегматиты. Блоковые пегматиты представлены различными разностями, отличающимися колебаниями соотношений редких металлов. Перспективные поля подчинены субмеридиональному (уральскому) направлению. Максимальные концентрации этих минералов сопутствуют процессам более позднего метасоматического замещения альбитом микроклина и замещения мусковитом биотита. Содержание монацита порой достигает несколько килограммов на 1 м<sup>3</sup> пегматитовой массы. В пегматитах с большими скоплениями эпи-

дота встречаются таблитчатые (со скошенными гранями) кристаллы ортита, имеющие зональную и пятнистую буро-желтую и зеленоватую окраску.

*Локальные концентрации молибденита связаны с кварц-мусковитовыми штокверковыми зонами в катаклазированных плагиогранитах, пронизанных жильными ветвящимися телами пегматоидных гранитов, аплитов и диоритов, локализованных в тектонических зонах северо-северо-западного направления.* Эти прожилки цементируют обломки катаклазированных плагиогранитов, причем кварц прожилков вытесняется альбитом. С поверхности зоны грейзенизации фиксируются развитием каолинизированной рыхлой массы белого и серо-белого цвета с пятнами и натечками лимонита; эта масса содержит в тысячных долях процента примесь Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

В коре выветривания по мелкозернистым гранит-порфирам *содержания Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> могут достигать 0,004-0,008%* (минералами-носителями тантала являются сфен, циркон, вольфрамит).

Гнейсированные плагиограниты в контактах с дайками гранит-порфиров окварцованы, серицитизированы и пронизаны серией кварцевых жил. В зальбандах этих жил чистые молибденитовые прожилки пересекают окварцованные и серицитизированные плагиограниты.

Среди биотит-амфиболовых инъекционных гнейсов залегают линзообразные тела амфиболитов. В мощных зонах рассланцевания (до 15 м) амфиболиты сменяются биотитовыми и хлоритовыми сланцами, которые образуют между собой взаимопереходы и фиксируют зоны максимальных физико-механических напряжений. С биотитовыми сланцами связаны концентрации бериллия, вольфрама, лития. Среди биотитовых сланцев порой проходят кварц-полевошпатовые жилы с зеленоватым бериллом. *Биотитовые сланцы, сочетающиеся с зонами грейзенов, могут иметь практический интерес в отношении значимых концентраций бериллия и лития*, причем грейзеновые зоны отличаются повышенной радиоактивностью.

Среди биотитовых и двуслюдяных гранитов в субмеридиональных тектонических зонах встречаются *кварцевые жильные поля, отличающиеся концентрацией вольфрама*; такие жильные поля сопровождаются зонами развития кварц-мусковитовых грейзенов и заслуживают детального изучения.

Значительный интерес в отношении *концентраций золота представляют сложные гранитоидные массивы*, контактирующие с гнейсами и локализующиеся среди отложений раннего карбона. Массивы представлены диоритами, гранодиорита-

ми, плагиогранитами, двуслюдяными микроклиновыми порфиroidными гранитами и лейкократовыми мелкозернистыми гранитами. Краевые зоны таких массивов богаты скиалитами диабазов, диоритов, сланцев. В контактовых зонах (характерны крупнокристаллические мраморы с тремолитом) развиты мигматиты, переходящие в инъекционные гнейсы. Вблизи таких массивов диабазы сильно насыщены кварцем, а в удалении от массивов встречаются зоны золотоносных березитов, где самородное золото концентрируется преимущественно в пирите и в гораздо меньшей степени в кварце.

Особенно золотоносны протяженные (субмеридионального направления) кварцевые жилы членовидного строения с пережимами и выклиниваниями; эти жилы практически не отражены в рельефе. В верхних гипсометрических зонах жилы насыщены медной синью и зеленью, железными и свинцовыми охрами. Золото в протяженных жилах связано с пиритом. Пирит содержит до 200 г золота на тонну его концентрата. Свободное видимое самородное золото приурочено к пустотам выщелачивания сульфидов, чаще золото наблюдается в виде пылевидных включений в жильном кварце. Распределение золота столбовое; столбы уходят на большую глубину. Мелкие идиоморфные включения в кварце составляет переотложенное вторичное золото. Большинство протяженных кварцевых жил было отработано до уровня грунтовых вод (до глубины 20 м, реже 40 м).

Проходящие в дайках аплитовидных пегматоидных гранитов кварцевые жилы северо-восточного направления отличаются постоянной золотоносностью и содержат базобисмутин, шеелит, касситерит, молибденит. Сопряженные с ними жилы юго-восточного направления быстро выклиниваются в глубину; содержание золота в них быстро падает уже на глубине 2-5 м, причем жильный кварц имеет жирный блеск, он красный, розовый, с налетами марганцевой черни и окислов железа.

Участки промышленной золотоносности пространственно связаны с мощными тектоническими зонами, которые пересекают массивы биотитовых гранитов и гранит-порфиров и контактирующие с ними песчано-глинистые отложения раннего карбона. В таких тектонических зонах локализованы кварцевые жилы, которые сложены брекчированным

железненным кварцем с ксенолитами песчано-глинистых сланцев. Эти жилы характеризуются крайне неравномерным распределением золота. Мощность жил очень изменчива: от 0,3-1,5 м в пережимах до 10 м в их раздувах, но на глубине 100-150 м от дневной поверхности жилы выклиниваются, и содержание золота в таких жилах резко снижается.

#### Выводы:

1. Структуры обрамления сводовых гранитизированных поднятий Орского Зауралья служат примерами оживления древних складчатых сооружений. Такие структуры известны под названием «keyboard»-тектоника и характеризуются интенсивными дислокациями. Тектонические структуры обрамления формировались на периферии очагов ультраметаморфизма и перспективны в отношении поиска комплексных сульфидных и золоторудных месторождений, пространственно связанных с оживленными кинематически-динамическими интрузиями и тектоническими зеленокаменными сланцами. Главными рудоконтролирующими факторами являются литолого-структурные.

2. Экранированные надвигами тектонические структуры перспективны в отношении поиска комплексного оруденения.

3. Концентрация золота, цветных и редких металлов пространственно связана с наиболее молодыми регенерованными в пермотриасе гранитами, реоморфическими телами и кинематически-динамическими блоковыми телами-сателлитами, сформировавшимися в результате оживления (ревивации) тектонических зон.

4. Промышленное оруденение является результатом длительной переконцентрации рудного вещества.

5. В поисковом отношении интересны участки развития сложных по петрографическому составу гранитоидных массивов, контактирующих с гнейсогранитами и локализуемых среди отложений раннего карбона.

6. Перспективны участки развития протерозойско-раннепалеозойских полиметаморфизованных пород, пронизанных телами диабазов, габбро-диабазов, габбро-диоритов, плагиогранитов, испытавших пневматолитическое и гидротермальное воздействие.

#### Список использованной литературы:

1. Архангельский Н.И. О послепалеозойской тектонике Восточного склона Урала и Зауралья // Известия АН СССР, сер. геол., 1955, №3.
2. Каретин Ю.С. О роли юрских сдвиговых дислокаций в формировании нижнемезозойских депрессий и структуры восточного склона Урала // Известия АН СССР, сер. геол., 1965, №10.
3. Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: ИЛ, 1960.