

СВЯЗЬ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Б. Д. ВАСИЛЬЕВ (ТПИ)

Северная часть Кузнецкого Алатау (Мариинская тайга) издавна считалась областью развития оруденения золото-мышьяковой формации, связанной генетически с батолитовой гранитоидной интрузией. Однако в 1955 году здесь было открыто нами Натальевское месторождение золота в скарнах, относящееся по типу минерализации к золото-висмутно-медной, по А. Я. Булытникову, формации, которая ранее противопоставлялась золото-мышьяковой, считалась характерной для восточного склона Кузнецкого Алатау и связывалась там генетически с более древними интрузивными образованиями.

Для целенаправленных поисков в Мариинской тайге новых золоторудных месторождений необходимо было выяснить генетическую принадлежность уже известных месторождений и выявить факторы, контролирующие размещение в структуре района различных типов золоторудной минерализации. Работы в этом направлении, проведенные автором в 1957—1966 годах при активной поддержке со стороны треста Запсибзолото, привели нас к выводу, что в северо-восточной части Мариинской тайги (Берикульский блок) месторождения и рудопроявления не только золото-висмутно-медной, но и золото-мышьяковой формации не могут связываться генетически с Мартайгинским комплексом батолитовых гранитоидов: они не древнее интрузивных образований более молодого послербатолитового Кийского габбро-щелочно-сиенитового комплекса, прорывающего вулканогенный девон, и генетически связаны, вероятно, с этим интрузивным комплексом. Более того, выяснилось, что почти каждый интрузивный комплекс в Мариинской тайге сопровождается в той или иной мере золотым оруденением, однако наиболее интересными с точки зрения промышленного освоения являются месторождения послегеосинклинального этапа развития района.

Эти выводы, имеющие принципиально важное значение и требующие переориентировки поисковых работ на золото в пределах Мариинской тайги, заслуживают обсуждения и тщательного обоснования.

Рассматриваемый район, согласно схеме тектонического районирования В. А. Кузнецова, является частью Мартайгинского массива Алтае-Кузнецкой складчато-глыбовой зоны салаирского возраста. Он имеет блоковое строение, обусловленное развитием региональных разломов северо-восточного и северо-западного простирания, и делится последними на крупные блоки (рис. 1).

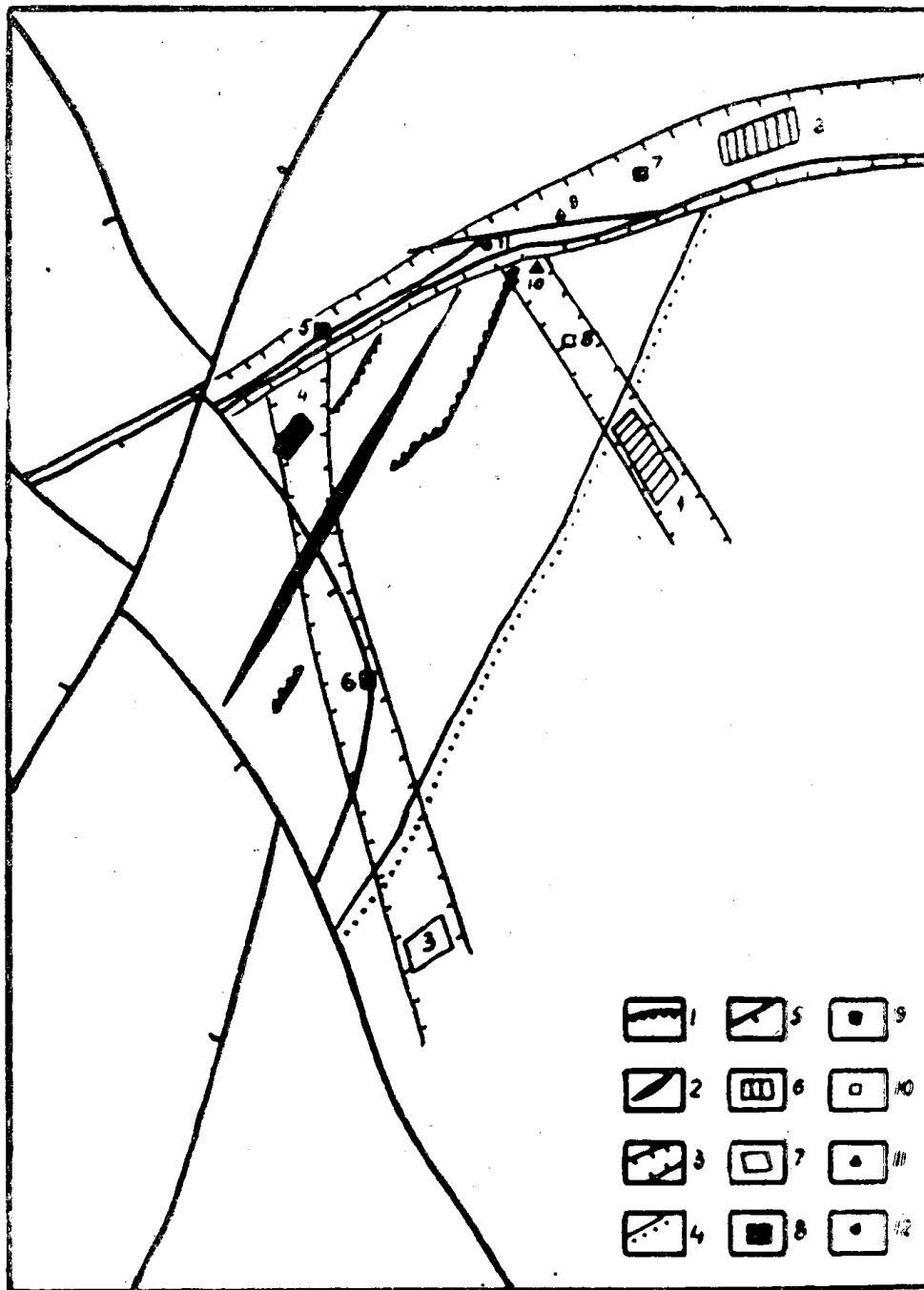


Рис. 1. Схема размещения оруденения и интрузивных образований Кийского комплекса в Бериккульском блоке

1—подошва Палатнинской свиты; 2—ось Макаракской синклинали; 3—зоны размещения габбродов 1 фазы Кийского комплекса; 4—западная граница распространения даек щелочных и нефелиновых сиенитов; 5—крупные дизъюнктивы; 6—месторождения золото-мышьяковой формации известные; 7—то же предполагаемые; 8—9—месторождения и рудопроявления золото-висмут-медной формации известные; 10—то же предполагаемые; 11—рудопроявления полиметаллической (сульфидной) формации; 12—рудопроявления самородного свинца. Цифрами на схеме показаны месторождения и рудопроявления: 1—Старо-Бериккульское, 2—Комсомольское, 3—Казанское, 4—Натальевское, 5—Каменной, 6—Медянка, 7—Стрелка, 8—Сосновка, 9—Пономаревское, 10—Денисовское, 11—Мадриченкин ключ.

В вертикальном разрезе отчетливо обособляются два структурных этажа: додевонский геосинклинально-складчатый и девонский, переходный, формированию которых соответствуют два крупных этапа в истории геологического развития района.

Осадочные и вулканогенные толщи позднего докембрия, нижнего и среднего кембрия, слагающие в Мариинской тайге додевонский структурный этаж, относятся к формациям геосинклинального класса (по Н. С. Шатскому и Н. П. Хераскову), а наличие среди них зеленокаменных вулканогенных толщ и крупных тел «формации гранитоидных батолитов пестрого состава» (по Ю. А. Кузнецову) свидетельствует об эвгеосинклинальных условиях развития региона в позднем докембрии и кембрии. Все толщи позднего докембрия и кембрия в пределах района дислоцированы в одном плане, собраны в крупные складки субмеридионального простирания с углами падения крыльев $50-70^\circ$ и осложнены узкими «приразломными» складками северо-восточного простирания. Нижняя граница геосинклинально-складчатого этажа в пределах района не вскрыта, верхней является поверхность нижедевонского регионального углового несогласия, отделяющая расположенный выше переходный структурный комплекс, сложенный формациями иного класса и обладающий иным структурным планом.

В геосинклинальный этап развития региона сформировались два интрузивных комплекса в северной части Мартайги:

1) Кундустуюльский комплекс авгитовых диоритов и 2) Мартайгинский комплекс батолитовых гранитоидов пестрого состава.

К Кундустуюльскому комплексу позднего докембрия относятся зеленокаменные габбро, габбро-диориты и габбро-диабазы, образующие серию мелких линейных тел в антраконитовых мраморах древнейшей осадочной толщи в бассейне рч. Кашкадак. Непосредственно в габбро-диоритах одним из левых притоков рч. Кашкадак вскрываются мелкие золотосные кварцевые жилы, за счет разрушения которых образована короткая золотоносная россыпь. Поскольку других интрузивных образований в радиусе 5—6 км не имеется, естественно полагать, что связь золотоносных кварцевых жил с габбро-диабазами будет не только пространственной, но и генетической. Золотоносность этого интрузивного комплекса в Кузнецком Алатау описывалась Е. И. Горевановым на примерах Кундустуюла и Усинского района, расположенных южнее.

Мартайгинский комплекс батолитовых гранитоидов наиболее широко распространен в пределах северной части Кузнецкого Алатау и объединяет интрузивные образования Дудетского, Кожуховского и других массивов, а также ряда мелких штоков. Все они характеризуются пестрым петрографическим составом с преобладанием диоритов, сиенитов, кварцевых диоритов, а в более крупных телах — гранодиоритов, гранитов и плагиогранитов. Интрузивные тела комплекса составляют цепочки северо-восточного простирания, пересекающие диагонально складки додевонского структурного этажа и примыкающие на северо-востоке к Дудетскому батолиту, размещенному, вероятно, на сопряжении разломов фундамента северо-западного и северо-восточного простирания.

Наличие ксенолитов интрузивных пород, пространственная обособленность некоторых типов пород в пределах отдельных плутонов, факты контактового воздействия одних интрузивных пород на другие позволяют уверенно выделять три основные фазы интрузии: габбровую, диорит-монцитонитовую и гранитовую. Выделенные фазы имеют следующие особенности: а) в составе каждой последующей фазы более основные породы близки по составу (или аналогичны) наиболее кислым представителям предыдущей фазы; б) размещение продуктов всех фаз

контролируется одними и теми же структурами, все фазы совмещены в одних массивах. Это может свидетельствовать о незначительном разрыве во времени между фазами и об отсутствии резких изменений тектонической обстановки формирования отдельных фаз.

Пестрота петрографического состава пород в пределах отдельных массивов с широким развитием гибридных разновидностей, мелко- и среднекристаллические, часто порфиридные структуры пород, наличие крупных останцев кровли и ксенолитов, скарновые оторочки вдоль контактов, большое количество мелких по размерам выходов пород — все это свидетельствует о неглубоком эрозионном срезе, обнажившем лишь апикальные части интрузивных тел, сформированных в условиях средних глубин. Геологический возраст комплекса определяется в северо-восточной части Мартайги прорывом отложений среднего кембрия и непосредственным налеганием красноцветных отложений кобленца на размытые интрузивные тела комплекса.

С Мартайгинским батолитовым гранитоидным комплексом многие исследователи до сих пор связывают большую часть золоторудных месторождений Марининской тайги, что представляется нам ошибочным. Дело в том, что в полях, где распространены интрузивные породы только Мартайгинского комплекса, золотое оруденение, как правило, отсутствует, например, на площади слабо эродированного Дудетского батолита, Усть-Кундатского и Кожуховского массивов. И наоборот, в полях золоторудных месторождений кроме дериватов Мартайгинского комплекса, как будет показано нами ниже, всегда присутствуют мелкие интрузивные тела молодых габброидов и щелочных сиенитов, на которые накладывается золотое оруденение.

Поэтому в настоящее время очень трудно указать золоторудное месторождение, генетическая связь которого с Мартайгинским комплексом была бы очевидной. Вероятно, с Мартайгинским комплексом связаны генетически слабозолотоносные кварцевые жилы Боготуюльского медно-молибденового месторождений, описанные Д. В. Никитиным и Н. Н. Дингельштедтом в эндоконтакте Кожуховского массива, а также аналогичные мелкие жилы с молибденитом и халькопиритом в центральной части этого же массива против устья Малых Илов.

После основной складчатости и становления батолитовых гранитоидов Кузнецкий Алатау вступил в новый, переходный этап геотектонического развития, характеризующийся образованием специфических красноцветных осадочных и вулканогенных формаций и внедрением послербатолитовых интрузивных комплексов повышенной щелочности. Как результат этого этапа развития сформирован переходный структурный комплекс (этаж), который складывается терригенными и вулканогенными формациями переходного класса и подразделяется на два подэтажа, разделенных крупным угловым несогласием.

Нижний подэтаж представлен красноцветными молассами кобленца, сохранившимися главным образом в грабенах, где мощность их достигает 2 км. Верхний подэтаж представлен сложной по составу вулканогенной формацией эйфеля, залегает как на дислоцированных красноцветных молассах кобленца, так и непосредственно на различных образованиях более древнего геосинклинально-складчатого этажа и имеет в различных участках района непостоянную мощность порядка 1—2 км.

Структура девонского (предживетского) этажа складчато-блоковая: наряду с горстами и грабенами шириной 10—12 км в структуре этажа развиты открытые широкие складки с углами падения 30—40°. Формирование складчатых структур девонского этажа тесно связано с развитием зон региональных разломов: основные складки этажа параллельны

границам крупных блоков, вблизи которых складки становятся более мелкими и напряженными, вплоть до опрокинутых. Часть синклинальных складок на глубине переходит в грабены, с образованием которых связано опрокидывание мелких складок и интенсивный вулканизм.

Значительные мощности девонских континентальных отложений, складчато-глыбовая структура девонского этажа, формирующаяся при ведущей роли глыбовых движений и интенсивном вулканизме в интрузивной и экструзивной формах,— все это позволяет рассматривать северную часть Кузнецкого Алатау как структуру сибиретипную (по М. А. Усову).

С переходным этапом развития северной части Кузнецкого Алатау связывается становление двух интрузивных комплексов, золотоносных в той или иной степени: 1) Кийского комплекса габбро и щелочных сиенитов, 2) Чебулинского комплекса щелочных гранитов.

К наиболее молодому Чебулинскому интрузивному комплексу отнесены мелкие штоки щелочных гранитов, расположенные цепочкой вдоль восточной границы Палатнинского грабена. Абсолютный возраст гранитов, определенный в лаборатории ТПИ Р. М. Гольдом урано-свинцовым методом по пирохлору, составляет 327—350 млн. лет. В гранитах Чебулинского комплекса имеются мелкие кварц-молибденитовые жилы, слабозолотоносные.

Кийский габбро-щелочно-сиенитовый многофазный комплекс представляет собою широко распространенную в Мариинской тайге ассоциацию пород сравнительно молодого возраста. В состав комплекса входят титан-авгитовые габбро и габбро-пироксениты (I фаза), щелочные сиениты и нордмаркиты (II фаза), нефелиновые сиениты (III фаза), микрограниты и аплиты-пегматиты (IV фаза). Все интрузивные образования Кийского комплекса в региональном плане приурочены к единой меридиональной зоне длиной 70 км (от Макарака на севере до г. Б. Таскыл на юге). Интрузивные тела различных фаз комплекса в пределах единой полосы их распространения ориентированы различно, что отчетливо наблюдается в Бериккульском блоке (см. рис. 1). Удлиненные тела габброидов I фазы размещаются вдоль узких зон северо-западного и субширотного простирания, фиксируя глубинные разломы, частью скрытые. Более поздние фазы комплекса представлены типичными трещинными телами щелочных сиенитов (северо-восточного простирания), нефелиновых сиенитов (северо-западного простирания), микрогранитов и аплиты-пегматитов (субширотного простирания), в целом создающими сложную «решетку».

Возраст Кийского комплекса определяется эйфелем (Васильев, Кортусов, 1964) на том основании, что габброиды I фазы комплекса у Макарака прорывают вулканогенные породы Палатнинской свиты, а эффузивные аналоги нефелиновых сиенитов (берешиты) локализованы в верхах доживетской Быскарской серии на р. Урюп. Тесная пространственная связь, наличие взаимопереходов интрузивных и эффузивных образований, одинаковый геологический возраст, общие черты химизма, сходная направленность в эволюции состава эффузивных образований Палатнинской свиты и интрузивных образований Кийского комплекса позволяют ставить вопрос о комагматичности этих образований. С Кийским комплексом связаны генетически титаномагнетитовая минерализация (I фаза), редкоземельная (II фаза), нефелиновое сырье (III фаза) и золотоносность.

Золоторудные месторождения района, связанные генетически с Кийским комплексом, по особенностям химизма типоморфных минеральных ассоциаций относятся к двум рудным формациям (по А. Я. Бульникову): золото-висмута-медной и золото-мышьяковой.

Так, известные проявления существенно золото-висмута-медной минерализации на Медянке, Натальевке и в истоках руч. Каменного пространственно ассоциируют с мощными дайками габброидов I фазы Кийского комплекса, причем на Натальевском месторождении это оруденение наложено на габброиды и на дайки щелочных сиенитов II фазы Кийского комплекса, т. е. определенно не может иметь генетической связи с более древним Мартайгинским комплексом.

Типичными представителями золото-мышьяковой формации в пределах района являются Берикульские месторождения. На Старо-Берикульском месторождении жилы Прокопьевская, Магистральная, Кругобайкальская своими северо-восточными концами залегают в габбро-норитах I фазы Кийского комплекса, а жилы № 39 (горизонт 232) и № 49 (горизонт 510) смещают дайки гранит-аплитов IV фазы Кийского комплекса. На Новом Берикуле жила Комсомольская залегают частично в габброидах Ново-Берикульского массива (I фаза), а жила Ленинградская приурочена к дайке аплито-пегматита. Следовательно, золоторудные месторождения и рудопроявления золото-мышьяковой и золото-висмута-медной формаций в пределах района генетически не связаны с Мартайгинским комплексом батолитовых гранитоидов, как это считалось до выделения самостоятельного Кийского интрузивного комплекса. Они могут быть связаны генетически только с послербатолитовым Кийским габбро-щелочно-сиенитовым комплексом эйфельского возраста (в целом), поскольку более молодой Чебулинский комплекс щелочных гранитов ограничен в своем распространении лишь западной частью района и имеет иную металлогеническую специализацию, хотя кварц-молибденитовые жилы в интрузивных телах этого комплекса слабо-золотоносны.

Пространственно золоторудные месторождения контролируются зонами размещения габброидов I фазы Кийского комплекса (см. рис. 1), но определенно формируются после становления щелочных сиенитов II фазы (золото-висмута-медные) и даже после микрогранитов IV фазы (золото-мышьяковые).

Вдоль зон размещения габброидов I фазы проявляется отчетливая горизонтальная зональность в распределении гидротермальных образований различных формаций относительно оси девонской Макаракской синклинали (рис. 2). Эта горизонтальная зональность выражается в последовательной смене (по мере удаления от оси синклинали) не только минеральных ассоциаций, но и рудо локализирующих структур. Она является отражением на современном эрозионном срезе вертикальной фациальной (глубинной) зональности и зависит от глубины формирования месторождений относительно подошвы вулканогенного эйфеля, а более правильно — относительно дневной поверхности на момент формирования месторождений. При этом месторождения золото-мышьяковой формации локализируются в форме выдержанных свит кварцевых жил на глубинах 1,5—2,5 км ниже подошвы вулканогенного девона (рис. 3), а месторождения золото-висмута-медной формации — в форме линзообразных и трубообразных тел кварц-карбонатного состава соответственно на глубинах 0,8—1,0 км. Золотое оруденение сменяется выше полиметаллическим, локализирующимся в мощных зонах дробления, цементированных главным образом карбонатами и рассекающих не только подстилающие девон, но и собственно девонские образования.

Противопоставлявшиеся ранее рудные формации (золото-мышьяковая и золото-висмута-медная) имеют элементы общности состава (минералы, элементы-примеси, изотопный состав свинца и т. п.), дают взаимопереходы в пределах одного месторождения и, участвуя в строе-

нии единой фациальной колонны, являются членами одного генетического ряда формаций.

Таким образом, из рассмотренных четырех интрузивных комплексов наибольшей рудоносностью обладает послелоболитовый Кийский габбро-сиенитовый комплекс.

С учетом выявленной закономерности пространственного размещения золотого оруденения поисково-разведочные работы на золото в пределах северной части Кузнецкого Алатау следует вести вдоль зон размещения габброидов I фазы Кийского комплекса (см. рис. 1), при этом в районе дер. Сосновки следует ожидать оруденение золото-висмута-медной формации, а в верховьях рч. Казанки — оруденение золото-мышьяковой формации (бекикульский тип).

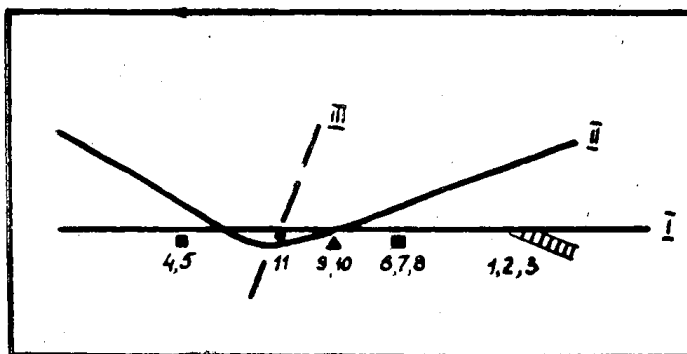


Рис. 2. Обобщенная схема размещения месторождений и рудопроявлений различных формаций в складчатой структуре (относительно оси Макаракской синклинали)

I — Современный эрозионный срез, II — подошва вулканогенного девона, III — осевая линия Макаракской синклинали. Другие угловые обозначения см. на рис. 1

Глубина в км	Формател	Формация	Главное жильное выполнение	Зоны
0 — D ₂ pl	▲	Pb-Zn (самородная)	карбонатное	Пошметаллическая
0-2	▲	Pb-Zn (сульфидная)		
0,8-1,0		Au-Vi-Su	кварц-карбонатное	Золоторудная
1,5-2,5		Au-As	кварцевое	

Рис. 3. Схема вертикальной зональности