

УДК 553.411(571.62)

Г. С. Мирзаханов

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
СТРАТИФОРМНОГО ЗОЛОТОКВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ  
УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ  
(Хабаровский край)**

Рассмотрены литолого-фациальные, петрогеохимические, минералогические особенности рудовмещающих углеродисто-терригенных толщ, условия их преобразования. Показано наличие последовательного ряда преобразований сингенетичной сульфидной минерализации, существенного перераспределения петрогенных и рудогенных компонентов в разрезе УТТ. Установлено место золотокварцевого стратиформного оруденения и предложена модель его формирования.

Золотое оруденение углеродисто-терригенных толщ (УТТ) миогеосинклиналей привлекает пристальное внимание исследователей масштабом проявления и отсутствием каких-либо установленных связей с проявлениями магматизма. Его природа интерпретируется с различных, порой диаметрально противоположных, позиций. Одни исследователи относят его к плутоногенно-гидротермальным [3, 15], другие — к метаморфогенно-гидротермальным [1, 6, 13], третьи — к осадочно-гидротермальным метаморфизованным [5, 12].

Автором на рудных полях Южного Верхоянья в пределах Хабаровского края получены новые данные по литолого-фациальным, петрогеохимическим особенностям УТТ, условиям их накопления и постдиагенетическим преобразованиям, что в целом позволило обосновать модель формирования золотокварцевого стратиформного оруденения углеродисто-терригенных толщ.

**1. Геолого-структурные и литолого-фациальные обстановки локализации оруденения.** Золоторудные поля рассматриваемой миогеосинклинали локализируются в узких зонах интенсивных дислокаций и соответствуют сложно построенным пликативным структурам III порядка, протяженностью 10—15 км и шириной 3—5 км. Особенности внутреннего строения определяются сочетанием разнопорядковых асимметричных, изоклиналиных, нередко опрокинутых складок и соскладчатых разрывов, кливажа осевой плоскости, т. е. элементов, характерных для шовной (ламинарного течения) складчатости, по Е. И. Паталахе [7], и сопутствующего динамотермального метаморфизма.

Верхнепалеозойские УТТ, общей мощностью около 2 км, вмещают слабозолотоносную сульфидную минерализацию и пространственно ассоциирующее с ней золотокварцевое оруденение. Слабозолотоносная сингенетичная сульфидная минерализация, представленная слоистыми телами, конкрециями, послонной вкрапленностью, развита в монотонных алевропелитах, преимущественно тяготея к маломощным (0,1—5 мм) прослоям тонкозернистых песчаников или туфодиамиктитов.

К горизонтам грубозернистых пород или к наиболее гетерогенным интервалам приурочены стратифицированные золотокварцевые жилы, выполняя различные системы соскладчатых дизъюнктивов (внутри- и межслоевые отслоения и срывы, системы трещин отрыва и скола). Сочетание последних, в свою очередь, определяет морфологию кварцево-жильных тел — пластовые, седловидные, лестничные жилы и зоны сетчатого

прожилкования, сопровождающиеся нередко околожилковыми зонами сульфидизации. Хорошо выраженное ритмичное строение рудовмещающей части разреза УТТ (мощная (300—500 м) алевропелитовая составляющая, сменяющаяся относительно маломощным (10—100 м) горизонтом грубозернистых пород) позволяет отчетливо отличать ее от подстилающих и перекрывающих толщ. В пределах рудных полей закартировано до четырех подобных ритмов, составляющие которых характеризуются направленной изменчивостью фаций, типов слоистости и мощностей. Центральные части выделяются наибольшими мощностями, однородностью строения (соотношение прослоев алевропелитов и тонкозернистых песчаников 100 : 1, реже 50 : 1), горизонтальной градационной слоистостью алевропелитов. К флангам возрастает доля песчаных прослоев (до 10 : 1), появляются текстуры мутьевых потоков, оползней. Горизонты грубозернистых пород претерпевают аналогичную смену типов слоистости, однако, в отличие от алевропелитов, центральные части характеризуются наибольшей гетерогенностью и грубозернистостью (конгломераты, конглобрекчии, разнозернистые песчаники, линзы алевролитов, туфодиамиктиты), сменяясь к краевым частям мощными пачками однородных мелко-среднезернистых песчаников.

Симметричная зональность фациального строения УТТ рудных полей, наряду с широким развитием в составе пород конседиментационных брекчий, олистостромовидных образований, и другие особенности, типичные по представлениям ряда исследователей [8, 10, 12] для турбидитов, позволяют считать, что сложно построенные терригенные толщи накапливались в локальных глубоководных палеовпадинах. Границами относительно приподнятых и глубоководных участков морского дна, вероятно, служили конседиментационные разломы, формирующие естественные уступы-склоны значительной крутизны, положение которых фиксируется развитием диамиктитов и олистостромовых пород.

II. Петрогеохимические особенности пород. Петрогеохимические особенности рассмотрены в целом по рудным полям с использованием диаграмм, построенных по петрохимическим модулям Я. Э. Юдовича [16], и диаграммы  $AF - A$ . А. Предовского [9], позволяющих корректно провести сравнительный анализ разнозернистых пород различной степени постдиагенетических преобразований.

На диаграмме  $AF - A$ . А. Предовского алевролиты обособляются в поле гидрослюдистых глин и основных граувакк, песчаники — граувакк. В обоих случаях составы пород выделяются по отношению к средним составам песчаников и глинистых сланцев рядом особенностей.

В первую очередь, это нормальная и повышенная щелочность (рис. 1), высокие значения фемического, натриевого модулей, повышенные содержания окиси титана, глинозема и преимущественное преобладание закисного железа над окисным. Наряду с этим следует отметить, что алевропелитовые \* составляющие характеризуются повышенными содержаниями золота, хрома, углерода и высокой их дисперсией. Коэффициенты концентрации золота в частных выборках колеблются от 1 до 15. Содержания органического углерода в породах колеблются от 0,1 до 3,25 %. Максимальные его значения фиксируются в алевропелитах (0,4—3,25 %), минимальные — в грубозернистых породах — до 0,8 %.

Типоморфным для пород разреза является и широкое развитие сульфидов железа. В целом же изменчивость этих параметров по составляющим ритмопачек не существенная, однако, отмечается дифференциация рудных и петрогенных компонентов, типоморфных свойств сульфидов железа в зависимости от степени постдиагенетических преобразований.

Выявленные особенности состава характеризуют углеродисто-терригенные породы как крайне незрелые, которые накапливались в условиях

\* Геохимическая характеристика грубозернистых пород не приводится в связи с приуроченностью к ним кварцево-жилковых тел.

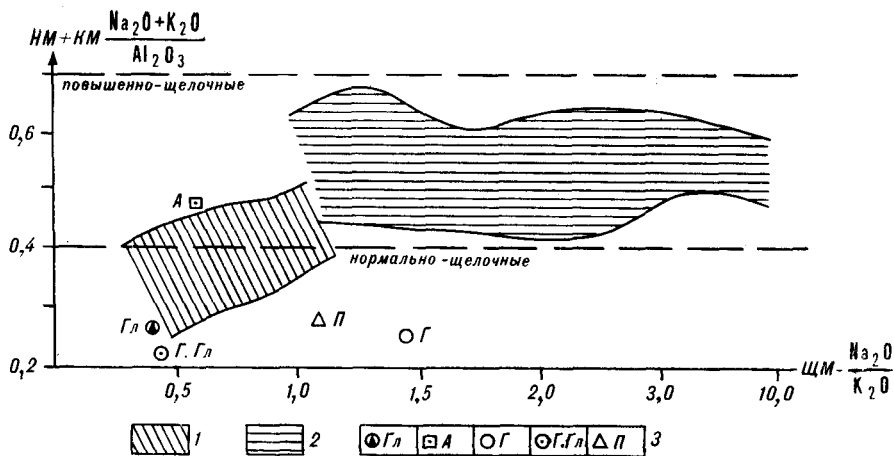


Рис. 1. Диаграмма щелочности пород.

Контурь полей алевролитов (1) и песчаников (2), фигуративные точки составов пород (3): золотосланцев (Гл), по В. А. Буряку (1982), аркоз (А) и граувакк (Г), по Ф. Дж. Петтиджону (1981), глин и глинистых сланцев (Гл. Гл.), песчаников (П), по А. Б. Ронову, А. А. Ярошевскому (1967) [14].

со специфичной восстановительной обстановкой. Высокие содержания золота, мышьяка, хрома, повышенная общая щелочность, фемичность и наличие сингенетической сульфидной минерализации, магнезиально-железистых карбонатов, вероятно, можно объяснить участием в процессе осадконакопления синхронных подводных газогидротерм удаленного вулканизма. Подобные газовые эманации и гидротермы, по данным О. Г. Борисова [2], наиболее обогащены натрием, мышьяком и другими рудогенными элементами.

**III. Постдиагенетические преобразования углеродисто-терригенных толщ.** В целом по региону преобразования не превышают условий серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации [14]. Детальными исследованиями в пределах рудных полей оказалось возможным выделить более дробных зон преобразований: серицитовой, хлоритовой, альбит-мусковитовой. Каждая из зон подчеркивается текстурно-структурными особенностями углеродисто-терригенных пород; типоморфными свойствами пирита — основного минерала слабозолотоносной сульфидной минерализации; морфологией и продуктивностью кварцево-жильных тел, а также дифференциацией петрогенных и рудогенных компонентов.

Серицитовая зона преобразований охватывает углеродисто-терригенные образования различных уровней, не претерпевших заметных текстурно-структурных изменений. К минеральным новообразованиям, характеризующим эту зону, относятся серицит (2—10 %), карбонат (5—10 %), очень редко хлорит (до 20 %). Серицитизации, хлоритизации подвержен, в основном, глинистый базис пород. Рассеянное органическое вещество подчеркивает слоистость и не претерпевает перераспределения. Алевропелитовые составляющие этой зоны характеризуются развитием прослоев, линз, конкреций, сложенных пиритом аллотриоморфно-зернистой структуры (I тип). В ядерных частях зерен под микроскопом нередко устанавливаются реликты марказита. Контурь сульфидных тел в целом конформны литологическим, нередко совместно с вмещающими породами подвержены донному взмучиванию. Пириты этого типа, выявляющие признаки седиментогенного и раннедиагенетического происхождения, выделяются: высокими средними содержаниями золота (1 г/т), меди (985 г/т), свинца (417 г/т), цинка (319 г/т), серебра (12,5 г/т), кобальта (233 г/т), никеля (152 г/т), мышьяка (300 г/т); наименьшими величинами микротвердости ( $H_{ср} = 915$  кгс/мм<sup>2</sup>) и термоЭДС; электронным типом проводимости; Со/Ni-отношением, превышающим 1 (табл. 1).

Кварцево-жильные тела, представленные преимущественно редкими жилами лестничного типа и зонами сетчатого прожилкования, слабо или

Геохимическая характеристика пиритов различных морфологических типов рудных полей (содержание элементов приведены в г/т)

Элементы	I тип *			II тип			III тип			IV тип		
	$\bar{X}$	S	V	$\bar{X}$	S	V	$\bar{X}$	S	V	$\bar{X}$	S	V
Ni	152,2	51,69	47	109,2	0,23	34	75,5	0,11	54	235,7	173,3	56
Co	233,3	143,8	51	118,3	17,61	36	119,5	20,89	38	75,4	28,1	70
Cu	985,6	9079	97	106,7	0,30	100	85,5	0,19	74	651	0,39	121
Pb	416,7	650	40	178,8	308,7	98	155,5	50,58	46	273,6	0,69	196
Ag	12,44	204,8	115	1,29	2,03	110	1,87	2,54	85	7,369	0,59	110
Zn	318,9	537,1	47	194,2	104	165,5		172,1	79	6,76	0,27	93
Au	0,78	413	260	0,4	0,92	240	0,07	0,004	100	3,67	111,1	206
Co/Ni	1,5	—	—	1,1	—	—	1,6	—	—	0,3	—	—
As	900	—	—	1400	—	—	5200	—	—	3500	—	—

Примечание. Здесь и далее в таблицах подчеркнуты содержания элементов с логнормальным распределением  $\bar{X}$  — средние содержания, S — среднее квадратическое отклонение, V — коэффициент вариации, %. Количество определений в выборке составляет более 15. As — количественный спектральный анализ, ДВГИ АН СССР; Au — атомно-абсорбционный анализ, чувствительность  $n \cdot 10^{-5}$  %, остальные элементы — спектральный полуколичественный анализ. Лаборатория ДВМСа.

вовсе не золотоносны. Главные минералы: кварц, альбит, карбонат, пирит. Температура декрепитации кварца 230–210 °С, пирита — 220–200 °С.

Хлоритовая зона метаморфизма отличается увеличением в составе пород доли хлорита (до 10 %), серицита (до 20 %) и появлением в составе грубозернистых пород альбита. Породам специфичны бластоалевролитовые, бластопсаммитовые, гранолещидобластовые структуры и сланцеватые текстуры. Преобразованиям подвержен как базис пород, так и обломочный материал. Зерна кварца интенсивно корродированы, почти не сохранили свои первичные очертания, в теневых участках зерен появляются специфические «бороды» регенерированного кварца, обусловленные, по представлениям многих исследователей [1, 4], динамотермальным метаморфизмом. Рассеянное органическое вещество хорошо подчеркивает систему квиважных трещин.

Сульфидная минерализация, развитая в этой зоне, представлена идиоморфно-бластическим пиритом (II тип). Кристаллы небольших размеров 1–5 мм, реже до 10 мм, близкие по форме несколько удлиненным по  $L_4$  гексаэдрам, имеют чистые, без осложняющей штриховки, грани. Внешние контуры сульфидных образований и отдельные кристаллы пересекают границы слоев различного литологического состава. Заметно понижаются в пиритах II типа содержания элементов-примесей, за исключением мышьяка (см. табл. 1), повышаются значения микротвердости (1097 кгс/мм<sup>2</sup>), тип проводимости становится электронно-дырочным. Кварцево-жилы этого уровня имеют незначимую золотоносность. Главные минералы жил: кварц, альбит, карбонат, галенит, пирит, халькопирит, очень редко — арсенопирит, золото. Температура декрепитации (°С): кварца 260–200, пирита — 230–210, галенита — 220–200, арсенопирита — 140–120.

Альбит-мусковитовая зона выделяется более интенсивными преобразованиями пород. Помимо серицита, хлорита в составе алевропелитов существенная роль принадлежит новообразованиям мусковита (2–3 %), песчаников — альбита (5–7 %). Структуры пород бластические, текстуры сланцеватые. Рассеянное органическое вещество растащено по квиважным трещинам, образуя тонкоразветвленные, прихотливой формы образования. Широко развит процесс переотложения вещества в теневых участках.

Сульфидные образования сложены крупными (до 3 см) идиоморфными кристаллами пирита с оторочкой шестоватого кварца с идеально

чистыми, без штриховки, гранями (III тип). Кристаллы пирита имеют форму ромбогексаэдров, призм, удлинённых по оси  $L_4$  или  $L_2$  и ориентированных, как и шестоватые агрегаты кварца в оторочках, по кливажу. Пирит этого типа выделяется минимальными содержаниями элементов-примесей, кроме мышьяка (см. табл. 1). Повышается значение микротвёрдости (до 1158 кгс/мм<sup>2</sup>), термоЭДС, тип проводимости существенно дырочный. Co/Ni-отношение больше единицы.

Благоприятные для локализации золотокварцевого оруденения горизонты характеризуются наибольшей насыщенностью жильными образованиями и их значимой продуктивностью. Основные минералы: кварц, альбит, карбонат, золото, галенит, арсенопирит, пирит, сфалерит, блеклые руды, халькопирит (?). Температуры декрепитации (°C): кварца 460—430, 300—260, арсенопирита — 300—260, галенита — 270—250, 230—200, пирита — 220—200, золота — 230—210, сфалерита — 200. Здесь же следует охарактеризовать типоморфные свойства пирита жильных тел, выделенного нами как IV морфологический тип и представленного кристаллами кубической формы, с ясно выраженной штриховкой на гранях. Пириты IV достаточно хорошо обособляются от пиритов I—III более высокими содержаниями золота, цинка, никеля, мышьяка и пониженными — серебра, меди, кобальта. Соответственно, наименьшим единицы оказалось в них отношение Co/Ni — 0,3 (0,003—0,5). Тип проводимости электронно-дырочный, значения термоЭДС и микротвёрдости наибольшие [6].

Постдиagenетические преобразования сопровождаются также и значительным перераспределением петрогенных компонентов в разрезе УТТ рудных полей, что наиболее отчетливо выделяется на примере щелочей. При переходе от серицитовой к альбит-мусковитовой зоне в песчаниках увеличивается содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ , в алевропелитовых составляющих ритмопачек —  $\text{K}_2\text{O}$ . Соответственно в этих же породах происходит уменьшение содержания  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . То есть, увеличение одного из компонентов в породе сопровождается уменьшением другого, как бы происходит дифференциация щелочей в системе песчаники-алевропелиты. Интенсивность этого процесса, почти незаметная в породах серицитовой зоны, с увеличением степени метаморфизма заметно возрастает. Еще более контрастно процесс дифференциации щелочей проявляется в локальных зонах околожильного метасоматоза. В то же время сумма щелочей в каждой конкретной литологической разновидности в пределах метаморфической колонки остается величиной постоянной. Достаточно хорошо эти особенности и направленность дифференциации щелочей устанавливается при использовании петрохимических модулей КМ, НМ, НМ + КМ и ЦМ (рис. 2).

Заметно перераспределяются в породах окисное и закисное железо. В алевропелитах или песчаниках с возрастанием степени метаморфических преобразований, независимо от состава пород, содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  увеличиваются, FeO уменьшаются, соответственно понижается и отношение FeO/ $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (закисный модуль) до 0,52. Интересно отметить, что в алевропелитах такая дифференциация происходит при постоянных средних содержаниях суммарного железа, в песчаниках эта величина несколько изменчива.

Устанавливаемый характер дифференциации  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —FeO при метаморфизме нарушается в зонах локального метасоматоза, сопровождающего кварцево-жильные зоны. В частности, песчаники альбит-мусковитовой зоны содержат более высокие, по отношению к таковым серицитовой и хлоритовой зон, количества FeO.

Золото и другие малые элементы проявляют в процессе метаморфических преобразований различную подвижность. Однозначно интерпретируется поведение золота, серебра, марганца, кобальта. Содержания золота и серебра в алевропелитах с увеличением степени преобразований четко понижаются, а остальные — направленно возрастают (табл. 2).

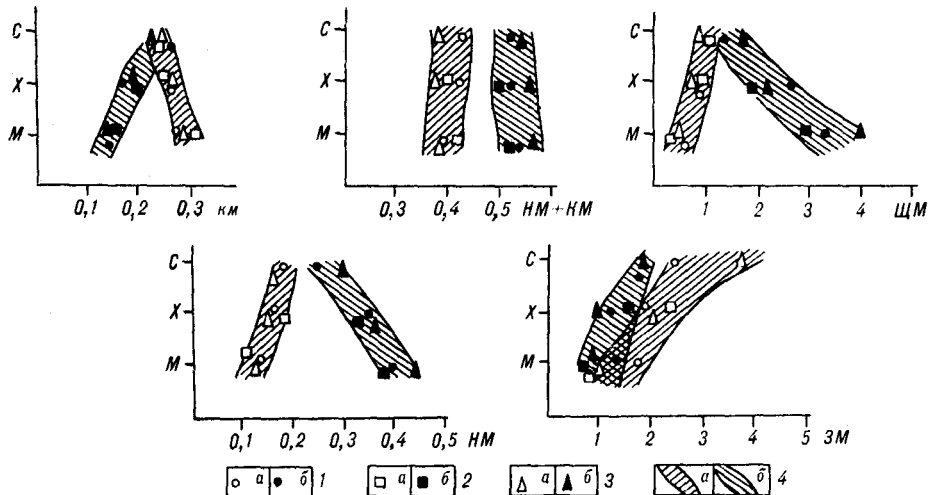


Рис. 2. Графики изменения петрохимических модулей в различных зонах метаморфизма.

1—3 — фигуративные точки алевролитов (а) и песчаников (б) трех рудных полей; 4 — контуры полей значений модулей алевролитов (а) и песчаников (б). М, X, С — зоны метаморфизма (М — мусковитовая, X — хлоритовая, С — серицитовая). Модули: ШМ =  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , КМ =  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , НМ =  $\text{N}_2\text{O}/\text{A}_2\text{O}_3$ ; НМ + КМ =  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ; ЗМ =  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

В сравниваемых выборках алевропелитов ближайших метаморфических зон различия средних содержаний золота, серебра, проверенных по *F*-критерию Стьюдента, всегда оказываются значимыми. Средние содержания золота в алевропелитах серицитовой зоны от 3 до 7 раз превышают его кларк в глинах. В альбит-мусковитовой зоне коэффициент концентрации золота равен или меньше 1 (см. табл. 2).

Таким образом, концентрация золота в алевропелитах при переходе от серицитовой к альбит-мусковитовой зоне понижается почти на порядок, серебра — до 6 раз. В то же время песчаники, вмещающие золотоносные жилы, характеризуются накоплением почти всего спектра рассматриваемых элементов. Наибольшие значения коэффициента концентрации при этом выявляются для золота (до 44), серебра (до 27), кобальта (до 16), марганца (до 69). Причем повышенные содержания золота устанавливаются не только вблизи контактов золотоносных жил, но и во всей пачке песчаников. В алевропелитовых породах, контролирующих жилонмещающие песчаники, напротив, содержания золота ниже порога чувствительности химического анализа ( $8 \times 10^{-8} \%$ ). Песчаники серицитовой зоны метаморфизма заметно обеднены золотом, серебром, содержания которых близки к кларковым (табл. 3). Вероятно, дополнительного привноса элементов при рудообразовании в этом случае почти не происходит. Косвенным доказательством является и стерильность кварцевожильных зон этих уровней по отношению к золоту и отсутствие в них минералов продуктивных ассоциаций.

Подобный характер распределения с некоторыми исключениями является также для ванадия, хрома, меди, стронция. Средние содержания других элементов в целом по разрезу более или менее близки.

Органический углерод заметно выносится из пород, претерпевших наибольшие преобразования, причем интенсивность этого процесса достаточно высокая. Несколько противоречивым оказывается его поведение в околожильных зонах локального метасоматоза, выявляя весьма сложный характер распределения. Здесь, наряду с дисперсным и детритным органическим веществом, широко распространены перемещенные формы, выполняющие трещины кливажа, межслоевые отслоения.

В большинстве случаев породы непосредственно на контакте с кварцевыми жилами обеднены  $\text{C}_{\text{орг}}$ , на удалении — несколько обогащены, с формированием кварц-шунгитовых обособлений. Подобные кварц-шунгитовые обособления, нередко конформные микроскладчатым структурам

## Геохимическая характеристика алевропелитов по метаморфическим зонам

Элементы	Кларк в глинах по К. Таряну, К. Ведеполлю (1961), $n \cdot 10^{-4}$ %	Серицитовая зона			Хлоритовая зона			Альбит-мусковитовая зона		
		$\bar{X}$	V	КК	$\bar{X}$	V	КК	$\bar{X}$	V	КК
Au	1	7,4	52	7,4	2,4	80	2,4	1,1	30	1,1
Ag	0,07	0,14	48	2	0,11	30	1,6	0,05	42	0,71
Mn	850	1320	32	1,6	1579	31	1,86	1362	36	1,6
Ni	68	9,6	47	0,14	13,7	62	0,2	12	32	0,18
Co	19	8	55	0,43	8,3	26	0,44	9,7	31	0,51
Ti	4600	2666	20	0,58	3062	25	0,67	2954	33	0,64
V	130	99,6	36	0,77	100	43	0,77	100	36	0,77
Zr	160	108	33	0,67	89	21	0,56	134	39	0,84
Cu	45	16,2	47	0,36	14	44	0,31	16,5	45	0,37
Pb	20	19,1	46	0,96	27	40	1,35	32	45	1,6
Zn	95	123	65	1,3	116	52	1,22	120	2	1,26
Ba	580	362,5	31	0,63	426	0,33	0,73	346	34	0,6
Sr	30	127	25	4,2	108	32	3,60	104	27	3,5
P	700	1070	40	1,57	1064	45	1,52	1141	32	1,63
Cr	90	55	22	0,61	47	24	0,52	47	16	0,52

Примечание.  $\bar{X}$  — среднее содержание; V — коэффициент вариации, %. КК — коэффициент концентрации; содержания золота приведены в мг/г (местный фон золота алевропелитов рудных полей по 250 анализам составляет 2,2 мг/г; Au — спектрохимический анализ, чувствительность  $n \cdot 10^{-7}$  %, ЦЛ ПГО Дальгеология, другие элементы — спектральный полуколичественный анализ по двойной методике. Лаборатория ДВМСа.

Таблица 3

## Геохимическая характеристика песчаников по метаморфическим зонам

Элементы	Кларк в песчаниках по К. Таряну, К. Ведеполлю, (1961) в $n \cdot 10^{-4}$ %	Серицитовая зона		Альбит-мусковитовая зона		
		$\bar{X}$	КК	$\bar{X}$	V	КК
Au	1	1,9	1,9	43,9	89	43,9
Ag	0,01	0,008	0,8	0,27	34	27
Co	0,3	4,0	13	4,7	36	16
Ni	2	7,4	3,7	7,9	23	3,9
Cu	1—10	12,4	1,2	20,4	45	2,4
Zn	16	24,4	1,5	39,4	32	2,46
Pb	7	10,4	1,5	26,8	23	3,69
V	20	69	3,45	56,3	29	2,82
Cr	35	121	3,5	239	60	6,83
Sc	1	5,6	5,6	5,2	10	5,2
Li	15	50	3,3	15,2	14	1,01
Mn	1—10	880	88	689	26	68,9
P	170	420	2,5	684	50	4,02
Ba	1—100	360	3,6	205	44	2

Примечание. Содержания золота приведены в мг/г.

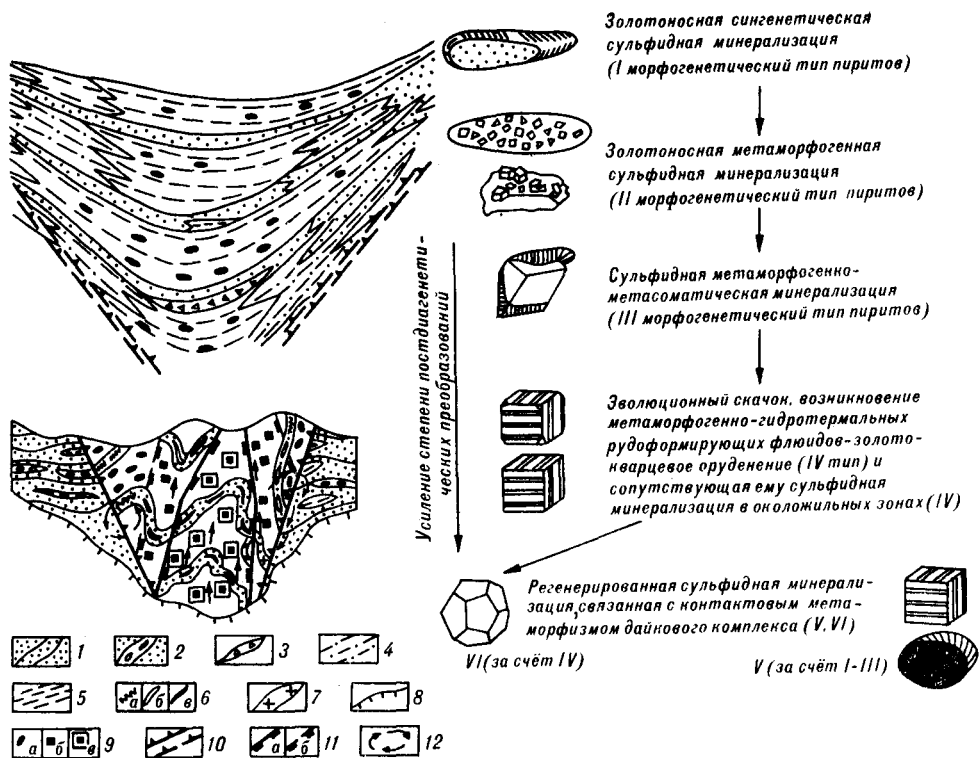


Рис. 3. Модель формирования золотокварцевого оруденения.

1 — существенно песчаниковая толща; 2 — горизонты грубозернистых пород; 3 — линзы конгломератов, конглобрекчий; 4 — алевропесчаники; 5 — алевропелиты; 6 — кварцевые тела (а — незолотоносные, б — слабозолотоносные, в — имеющие практический интерес); 7 — дайки лампрофиров; 8 — стратиграфический уровень рудовмещающей толщи; 9 — тины пиритов (а — конкреции, линзы мелкозернистого пирита, б — кристаллический пирит, в — крупнокристаллический с оторочкой кварца); 10 — разрывные нарушения, конседиментационные, ограничивающие палеовпадины; 11 — границы зон метаморфизма (а — альбит-мусковит-хлоритовая, б — серицит-хлоритовая); 12 — пути миграции рудовмещающих флюидов.

и окаймляющие жильные зоны, известны только в породах хлоритовой или альбит-мусковитовой зоны метаморфизма.

**IV. Модель формирования оруденения.** Строение флюидных УТТ, изменчивость их текстурных особенностей, мощностей, реконструкция состава пород, степень дислоцированности, положение кварцево-жильных тел, характер эволюции типоморфных свойств пирита и дифференциации петрогенных и рудогенных компонентов в системе песчаники—алевропелиты позволяют понять условия формирования стратиформного золотокварцевого оруденения.

На седиментационном этапе в локальных палеовпадинах узких линейных трогов (тектонических блоков) накапливается мощная ритмично построенная углеродисто-терригенная толща турбидитовой природы. В наиболее глубоководных частях палеовпадин с благоприятной восстановительной обстановкой и концентрацией продуктов подводных газогидротерм удаленного вулканизма происходит обогащение осадков натрием, золотом, медью, мышьяком и накопление сингенетичных слабозолотоносных сульфидов, что определяет в этот период границы потенциальных рудных полей.

На инверсионном этапе интенсивные дислокации в пределах линейных троговых зон и сопутствующий динамотермальный метаморфизм, с одной стороны, способствуют мобилизации, переносу активизированными поровыми растворами рудного вещества и его локализации, с другой — формированию в горизонтах грубозернистых пород и наиболее гетерогенных частях разреза складчатых разрывов (трещины отрыва, скола, срыва, межслоевого отслоения, кливажа), выступающих впоследствии как структурно-литологические ловушки. Такое представление под-



черкивается поведением петрогенных и рудогенных элементов, появлением эволюционного ряда пиритов с возрастанием степени динамотермального метаморфизма (рис. 3). Причем, если на ранних этапах преобразования с появлением пиритов II—III типов преобладают метаморфогенно-метасоматические процессы, то золотокварцевые жилы и пириты IV типа формируются в типичной гидротермальной системе. Заимствование рудного вещества происходит за счет продуктивных алевропелитовых составляющих и сингенетичной сульфидной минерализации. Этому не противоречат идентичность состава газов, спектра микроэлементов в пиритах I—IV типов и сродство жилотформирующего метаморфогенного флюида, имеющего, по данным водных вытяжек, бикарбонатно-хлоридно-щелочной состав, с геохимическими особенностями алевропелитов. Причем проведенные подсчеты показывают, что при преобразованиях условий альбит-мусковитовой зоны динамотермального метаморфизма только из сульфидов УТТ высвобождается достаточное для формирования среднего месторождения количество вещества [6].

Предложенная модель позволила авторам успешно продолжить исследования стратиформных месторождений УТТ миогеосинклиналей Востока СССР.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В. А. *Метаморфизм и рудообразование*. — М.: Недра, 1982.
2. Власов Г. М., Борисов О. Г., Петраченко Е. Д., Попкова М. И. *Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях*. — М.: Наука, 1978.
3. Гринберг Г. А., Базарев А. Г., Гамянин Г. Н. и др. *Гранитоиды Южного Верхоянья*. — М.: Наука, 1970.
4. Жабин А. Г. *Онтогенез минералов. Агрегаты*. — М.: Наука, 1979.
5. *Константинов М. М., Косовец Т. Н., Орлова Г. Ю. и др. Факторы локализации стратиформного золотокварцевого оруденения // Геология руд. месторождений*. — 1988. — Т. XXV, № 5. — С. 59—69.
6. Мирзаханов Г. С. *Морфогенетические особенности пиритов в метаморфизованных углеродисто-терригенных толщах (на примере Южно-Верхоянского синклинория) // Рудоносность Приамурья/АмурКНИИ. ДВО АН СССР*. — Владивосток, 1987. — С. 39—44.
7. Паталаха Е. Н. *Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (обоснование, методика, приложение)*. — М.: Недра, 1985.
8. *Петтиджон Ф. Осадочные породы/Под ред. И. М. Симановича, П. П. Тимофеева*. — М.: Недра, 1981.
9. *Предковский А. А. Реконструкции условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия*. — Л.: Наука, 1980.
10. *Романовский С. И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез*. — Л.: Недра, 1985.
11. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры // Геохимия*. — 1967. — № 11. — С. 1285—1310.
12. *Ручкина Ю. Р. Литофация золотоносных черносланцевых толщ — индикаторы среды рудообразования // Сов. геология*. — 1990. — № 3. — С. 32—41.
13. *Силичев М. К., Белозерцева Н. В. Время и условия образования согласных золотокварцевых жил Южного Верхоянья // Тихоокеан. геология*. — 1985. — № 4. — С. 52—58.
14. *Симанович И. М. Кварц песчаных пород*. — М.: Наука, 1978.
15. *Шило Н. А., Гончаров В. И., Альшевский А. В., Ворцелнев В. В. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР*. — М.: Наука, 1988.
16. *Юдович Я. Э. Региональная геохимия осадочных толщ*. — Л.: Наука, 1981.

ДВИМС  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
14 августа 1991 г.