

Ю. А. Фомин, Е. Е. Лазаренко

## Температура формирования золотого и уранового оруденения Юрьевского месторождения (Украинский щит)

(Представлено академиком НАН Украины Е. А. Кулишом)

*Гомогенізація флюїдних включень у кварці золоторудного поля відбувається в діапазоні температур 400–110 °С, у кварці, альбіті й карбонатах уранорудного поля — при 430–125 °С. Безпосередньо руди золота та урану формувалися в температурних інтервалах 240–165 та 315–200 °С відповідно. Послідовне відкладення тих й інших пов'язане з єдиною геолого-енергетичною системою; при цьому прояви золота розглядаються як зовнішня, урану — як внутрішня зони латеральної рудної зональності.*

Говоря о золотом и урановом оруденении Юрьевского месторождения, по сути, следует различать два объекта, разобщенные в пространстве и времени, а также относящиеся к различным генетическим типам. Первый объект, известный как Восточно-Юрьевское месторождение золота, относится к малосульфидной, с теллуридами висмута и самородным золотом, золото-кварцевой формации [1, 2]. Расположен он в восточном, висячем, боку Кировоградского разлома, в Марьевской системе оперяющих структур, на северо-востоке Компанеевского рудного поля. Время формирования золотого оруденения, определенное по изотопно-свинцовым соотношениям в галените главной рудной ассоциации, составляет  $(2000 \pm 200)$  млн лет [1]. Вторым объектом, Юрьевское месторождение урана альбититовой формации, представлен типичными для полно проявленных альбититов парагенезисами: альбит-хлоритовым, альбит-рибекитовым и альбит-гематит-пирит-карбонат-феррибиотитовым с браннеритом и уранинитом. Урановое оруденение находится в западном, лежащем, боку Кировоградского разлома, в основном в Сусловской системе нарушений, и относится к юго-западным флангам рудного поля. Изотопный возраст его составляет  $(1750 \pm 50)$  млн лет [3].

Рудовмещающая толща в обоих случаях включает в себя биотитовые и кордиерит-биотитовые (+гранат, графит и сульфиды) гнейсы чечелевской свиты, частично мигматизированные, с аплит-пегматоидной лейкосомой, образующие западное крыло Приингульского синклинального прогиба. Относительно купольной структуры центральной части Кировоградского блока, сложенной гранитоидными массивами кировоградского типа: Новоукраинским, Кировоградским, Бобринецким как предполагаемым источником энергии, проявления золота можно рассматривать как внешнюю, урана — как внутреннюю зоны в общей латеральной зональности. Изотопный возраст гранитов кировоградского комплекса 2015–2070 млн лет [3].

Принципиальное отличие площадей распространения руд золота и урана заключается в широком проявлении ранних, сингранитизационных, флюидизитов в пределах первых и предальбититовых диафторитов во вторых. Флюидизиты, как “кварцевая основа”, явились наиболее масштабным “инъекционно-гидротермальным переотложением”  $\text{SiO}_2$ , вероятно, при участии высококонцентрированных щелочно-кремниевых растворов [2, 4], именно в пределах золоторудных участков, тогда как за их пределами окварцевание носило харак-

тер локального метасоматического перераспределения кремнезема или тонкого прожилкования, связанного с прогрессивным региональным метаморфизмом либо с кремниево-калиевым метасоматозом. С другой стороны, при сравнении золоторудной и урановой частей Юрьевского месторождения обнаруживается почти полное отсутствие в первой и широкое развитие во второй диафторитовых образований в типичном их проявлении. Указанная особенность вполне увязывается с представлениями [5] о проявлении диафтореза одновременно с хрупкими деформациями на этапе регрессивного дислокационного метаморфизма в ходе термической усадки купольных массивов гранитоидов, т. е. в процессе их остывания и пространственно ближе к ним.

По содержанию золота исходные образования обоих участков почти не отличаются (при общем несколько повышенном количестве); концентрация же урана в поле развития альбититов существенно выше без видимого минерального изменения эдукта (табл. 1). Окварцевание, как с участием флюидизитов, так и без них, сопровождается увеличением (в среднем в 5–6 раз) золотоносности, связанным с рециклированием золота вмещающих пород. Зараженность ураном (при повышенном количестве золота) альбититового поля сохраняется практически во всех породах, включая окварцованные, диафторированные и альбитизированные разности. Золоторудному полю присуще низкое содержание урана, исключение составляют проявления щелочных процессов ограниченного масштаба.

Промышленные концентрации золота и урана пространственно не совмещаются. Первые обычно связаны с участками проявления в гнейсах лейкосомы и флюидизитов, последующего катаклаза и перекристаллизации кварца, а также локальной, на микроуровне, околорудной калишпат — анкерит — слюдистой с пиритом минерализацией [1]. Вторые локализованы в местах совмещения альбититов как с предшествовавшими им хрупкими деформациями и диафторитами, так и наложенной на альбититы продуктивной альбит-гематит-карбонат-лепидомелановой ассоциацией [3]. Иначе говоря, указанные образования формируют структурную основу и благоприятную среду для залежей руд золота и урана.

Результаты сравнения температурных условий функционирования золото- и урановорудной минералообразующих систем получены на основе термобарогеохимических исследований (табл. 2).

Таблица 1. Содержание золота и урана в рудовмещающих породах и рудах Юрьевского месторождения на площадях распространения оруденения обоих типов, г/т

Породы	Золотое оруденение			Урановое оруденение		
	<i>n</i>	Au	U	<i>n</i>	Au	U
Гнейсы, мигматиты, граниты	27	< 0,003–0,01 0,004	< 2–6,0 2,0	22	0,003–0,01 0,006	3,5–45,6 14,8
Окварцованные гнейсы, граниты	54	0,003–0,15 0,023	< 2–4,0 1,6	4	0,003–0,1 0,034	7,9–56,8 22,1
То же золотоносных зон	5	0,03–5,0 1,266	< 2–2,0 1,4	—	—	—
Диафторированные гнейсы, граниты	—	—	—	12	0,003–0,03 0,015	< 2–59,5 21,9
Щелоченные породы, альбититы	9	< 0,003–0,05 0,013	6,0–28,0 13,4	16	0,003–0,2 0,022	7,4–88,5 36,5
Альбититы урановорудные	—	—	—	5	0,01–0,1 0,035	167,4–3505,6 1393,0

Примечание. Золото определялось химико-спектральным, уран — рентгено-спектральным методами в Центральной лаборатории ГГП “Кировгеология”.

**Золотое оруденение.** Исследован гидротермально-метасоматический кварц в системе: биотитовые, биотит-графитовые, биотит-амфиболовые гнейсы — гранитоидная лейкосома (кварц-полевошпатовые мигматитовые прожилки и дайкообразные тела биотит-гранатовых пегматоидных гранитов) — флюидизитовые жилы и брекчии. Во всех изученных образцах отмечается наложенное окварцевание как в виде жилок и прожилков (обр. 1, 2, 6, 8), так и в виде метасоматических жилообразных обособлений и гнезд (обр. 3–5, 7, 9). Если наложенный кварц сочетается с кварцем лейкосомы или флюидизитов, в образце можно

Таблица 2. Температура гомогенизации включений в минералах золотого и уранового проявлений Юрьевского месторождения

Номер п/п	Номер образца	Порода	Минерал	T гомогенизации, °C
Восточно-Юрьевское месторождение золота				
1	2433/486–490	Гнейсы амфибол-биотитовые окварцованные с сульфидами	Кварц	370 (2), 365 (2), 354, 350, 270 (2), 230 (2), 210 (2), 206, 165
2	2428/250	Гнейс биотитовый окварцованный	То же	242, 236 (2), 232 (2)
3	2433/504	Флюидизит в гнейсах с рекристаллизованным кварцем	”	270 (2), 260 (3), 230 (4), 204
4	3522/3	Кварц с турмалином и графитом из золоторудной зоны	”	320, 300, 260, 256, 240–235 (6), 200, 185 (2), 180, 170, 165
5	3532/105,9	Гнейс биотит-графитовый с золотоносным кварцем	”	245–235 (8), 140–130 (7), 120
6	3532/194,2	Метасоматическая зонка с жильным кварцем в гнейсах	”	345–335 (6), 310, 300, 285, 205–200 (> 20)
7	3532/227,4	Зона окварцевания в биотит-графитовых гнейсах	”	320 (2), 300, 250, 245, 235, 230, 190, 160
8	3549/224,3	Гнейс биотит-графитовый с жильным кварцем + сульфиды	”	400–380, 325–315 (2), 250, 200, 180, 115–108 (2)
9	3549/228,4	Пегматоидный гранит с наложенным кварцем + альбит	”	220–210 (11)
Юрьевское месторождение урана				
10	2021/255	Гнейс биотит-кордиеритовый с жильным кварцем	Кварц	410–320, 284–266 (2), 103
11	2042/267–726	Жильный кварц катаклазированный в гнейсе	То же	367 (1), 264 (2), 185
12	2021/187	Гранит диафторированный	”	260
13	2042/194	Гнейс диафторированный	”	150
14	2042/824	Альбитит рибекит-хлоритовый по диафториту гнейса с реликтовым кварцем	”	430, 425, 403, 360–340 (4), 324–320 (6), 300, 283–270 (3), 255*, 214–195 (4)
15	2042/1003	Альбитит рибекит-хлоритовый с реликтовым микроклином	Альбит	316, 267, 253 (2), 235, 220
			Микроклин	402 (2), 335, 308
			Альбит	316 (3), 284, 227, 213, 200 (2)
16	2042/1035	Альбитит карбонат-феррибиотитовый с новообразованным кварцем	Кальцит	180 (2)
			Анкерит	243, 240*, 232, 225–218 (4), 213, 210, 200
17	2042/1062	Альбитит рибекитовый с карбонатом и кварцем	Кальцит	165, 155 (2), 125
			Альбит	295 (2), 240, 213, 200, 150

Примечание. В скобках указано количество включений. Звездочкой (\*) отмечены семейства включений с одинаковой температурой гомогенизации.

наблюдать несколько генераций минерала со сложным их взаимоотношением. На начальных ступенях процесса рекристаллизация кварца не нарушает структурной целостности первичных пород и оставляет контакты “сухими” (раннее окварцевание). Непосредственно в золоторудных зонах кварц отличается структурой и цветом (крупнозернистый, дымчато-серый — до черного), а также значительно большей реакционной активностью с выходом за пределы структурной основы, при сохранении последней в виде реликтов (позднее окварцевание). Здесь, кроме того, на микроуровне проявляются околожильные тонкозернистые метасоматические калишпат-анкерит-слюдистые с пиритом оторочки. Помимо пирита, в зальбандах же, отмечаются пирротин, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, самородное золото и теллуриды висмута [6]. В новообразованном кварце обычными являются включения микроклина и олигоклаза, биотита, графита, апатита, циркона, рутила и, что важно, турмалина.

Термобарогеохимические исследования демонстрируют повышенную флюидонасыщенность кварца; многочисленные и разнообразные флюидные включения систематизированы следующим образом:

1. Углекислотные включения существенно газовые, жидкие либо смешанные с температурой частичной гомогенизации в жидкую фазу  $22\text{ }^{\circ}\text{C}$  и плотностью раствора  $\rho \sim 0,743\text{ г/см}^3$ . Обнаружены также единичные включения с двумя жидкими фазами ( $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ ) и газообразным  $\text{CO}_2$ .

2. Углеводородные включения; последние определяются по маслянистому оттенку содержимого и скелетным формам вакуолей. Происходящие при их нагревании фазовые превращения не характерны для водно-солевых включений. Суммарное количество углеводородов в образцах по данным газовой хроматографии достигает  $2,01\text{--}4,85\text{ см}^3/\text{кг}$ .

3. Предположительно сероводородные включения, возможность присутствия которых подтверждается данными газовой хроматографии о довольно высоком (до  $0,44\text{--}0,9\text{ см}^3/\text{кг}$ ) содержании  $\text{H}_2\text{S}$  в некоторых образцах.

4. Водно-солевые газовой-жидкие первично-вторичные включения, которые характеризуются разнообразием форм, невыдержанным наполнением газом и жидкостью, а также широким диапазоном температуры гомогенизации в одной и той же системе включений. Среди них можно выделить:

4.1. Жидкогазовые и газовой-жидкие включения призматической или близкой к ней формы с наполнением газовой фазой  $70\text{--}20\%$  и температурой гомогенизации от  $400$  до  $260$ , чаще всего в пределах  $370\text{--}285\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Весьма характерным для этой группы является семейство хорошо проявленных включений, гомогенизирующиеся в жидкую фазу при температуре  $345\text{--}335\text{ }^{\circ}\text{C}$  (обр. 6). В системе включений с гомогенизацией в температурном интервале от  $310$  до  $230\text{ }^{\circ}\text{C}$  методом криометрии определен состав раствора и концентрация компонентов:  $\text{CaCl}_2\text{--H}_2\text{O} = 11,5$ ;  $\text{CaCl}_2\text{--NaCl--H}_2\text{O} = 14\text{--}15\%$  по  $\text{NaCl}$  — эквиваленту.

4.2. Газовой-жидкие включения, также в основном призматической формы, с наполнением газовой фазой  $30\text{--}10\%$  и температурой гомогенизации  $250\text{--}230\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; сюда относятся представительные семейства включений, гомогенизирующихся при  $240\text{--}235\text{ }^{\circ}\text{C}$  (обр. 4, 5). Следует отметить, что при температуре  $260\text{--}256\text{ }^{\circ}\text{C}$  такие включения, как правило, вскрывались.

4.3. Газовой-жидкие включения линзовидной, линейно вытянутой, реже призматической или неправильной формы, с наполнением газовой фазой  $30\text{--}10\%$  и температурой гомогенизации  $220\text{--}180$ , редко до  $165\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В обр. 9 выявлено семейство из 11 включений с температурой гомогенизации  $220\text{--}210\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а в обр. 6 — более 20 однотипных включений, гомогенизовавшихся при температуре  $205\text{--}200\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

4.4. Более низкотемпературные газОВО-жидкие включения (140–110 °С) относительно редки, содержание газОВОй фазы в них составляет 20–10%, форма их чаще неправильная или овальная.

5. Существенно газОВые (с CO<sub>2</sub>) включения, как правило, мелкие, до 5 мкм. Встречаются в виде вуалеобразных скоплений и цепочек; пересекают более ранние газОВО-жидкие включения, вскрывают и перенаполняют их, т. е. имеют более позднее происхождение.

**Урановое оруденение.** Изученный материал представлен системой образцов биотитовых и кордиерит-биотитовых с гранатом, графитом и пирротином гнейсов, содержащих аплит-пегматоидную лейкосому и испытавших последовательно микроклинизацию и окварцевание, включая кварцевые жилы и прожилки (обр. 10, 11), предальбититовый диафторез (обр. 12, 13), а также щелочной метасоматоз (обр. 14, 15) с наложенной на альбититы кварц-феррибиотит-анкерит-урановорудной ассоциацией (обр. 16, 17). Исследованы флюидные включения в кварце, полевых шпатах (микроклине, альбите) и карбонатах (анкерите, кальците) разных генераций.

Ранний (жильный) кварц в гнейсах практически не отличается от кварца жил и прожилков золоторудного поля: характерны такие же четкие границы и значительная мощность, достигающая 0,8 м, наличие включений породообразующих и аксессуарных минералов и отсутствие околожильных изменений. Флюидные включения представлены в основном однофазовыми углеводородными небольшими размерами — 5–7 мкм; водно-солевыми газОВО-жидкими и трехфазовыми. Водно-солевые газОВО-жидкие включения размером до 10 мкм с объемом газОВОй фазы 50–10, чаще всего 30–20%, гомогенизируются в жидкую фазу в диапазоне температуры 410–320 °С, относительно редки включения с температурой гомогенизации 264 и 185 °С. Трехфазовые включения более крупные (30–70 мкм); кроме жидкости, они содержат твердую фазу в виде кристалликов призматической формы (10–25% объема вакуоли), а также газОВую, которая появляется при нагревании до 60 °С (3–5%). Исследовались два трехфазовых включения. Газовая фаза гомогенизировалась в жидкую при температуре 103 °С; кристаллик начал растворяться при 65 °С, растворился полностью при 281–284 °С; при охлаждении до 65 °С появляется газОВАя фаза; твердая же фаза в одном случае при охлаждении до 60 °С резко восстановилась до первоначального состояния, в другом не восстановилась даже при +20...0 °С. Повторное нагревание обоих включений показало температуру растворения кристаллов (гомогенизации) в 266 °С. Предполагается присутствие твердого NaCl в углеводородном или в водном растворе.

Реликтовые кварц и микроклин в альбититах (обр. 14, 15), вероятно, содержат флюидные включения, отражающие как ранние окварцевание и микроклинизацию, так и более поздние процессы, в частности щелочной метасоматоз. Кварц, ассоциирующий с альбитом-олигоклазом и рибекитом, обнаруживает включения округлой, овальной, иногда удлиненной формы, двухфазовые (газово-жидкие), (редко) трехфазовые (с CO<sub>2</sub>). Последние гомогенизируются в газОВую (при 30 °С) или жидкую фазы. Температурный диапазон гомогенизации двухфазовых включений очень широк: 430–270, чаще всего 360–270; 255 и 214–195 °С. Наиболее высокотемпературные включения гомогенизировались как в жидкую (430–300 °С), так и в газОВую (425–340 °С) фазы. В микроклине включения большей частью очень мелкие и неясного фазового состава, располагаются вдоль спайности минерала, более крупные ( $\geq 10$  мкм), жидкие, реже газОВО-жидкие с количеством газа 40–20% и гомогенизацией в жидкую фазу при температуре 402–308 °С.

О диафторитах можно судить по кварцу, обычно катаклазированному с первично-вторичными флюидными включениями, неясно фазовыми, жидкими или газОВО-жидкими с при-

месью углеводородов. Газово-жидкие включения содержат 20–40% газовой фазы и гомогенизируются при температуре 260–150 °С.

Собственно альбититы представлены прежде всего альбитом, преимущественно крупнокристаллическим (альбит-1). Включения (первично-вторичные) расположены длинной осью параллельно двойниковым швам. Преобладают канальные и овальные по форме, однофазовые или двухфазовые, газово-жидкие, размером до 10 мкм, реже 20–25 мкм, с количеством газовой фазы 10–25, иногда до 40%. Гомогенизация их происходит в жидкую фазу при температуре 316–253, 240–200 и 150 °С, причем собственно альбитизации, по-видимому, соответствует наиболее высокотемпературный диапазон, тогда как средние и низкие значения температур отражают условия формирования продуктивной (альбит-2) и пострудной ассоциаций соответственно. Такое предположение подтверждается исследованием флюидных включений в карбонатах этих ассоциаций — анкерите и кальците. Включения первичные и вторичные (по залеченным трещинам), большей частью субизометричной (полуокруглой) и прямоугольной формы, небольших размеров — до 10 мкм, редко до 18 мкм, содержание газовой фазы 15–35%. В синрудном анкерите температура их гомогенизации составляет 243–200 °С; в пострудном кальците — 180–125 °С.

Сравнение золото- и урановорудного процессов обнаруживает некоторые закономерности. Проявления раннего окварцевания (как и микроклинизации) в пределах золотоносной и ураноносной площадей, будучи одновозрастными образованиями, отличаются только пространственным положением относительно гранитно-купольных структур. При очевидном сходстве температурных условий они имеют и отличия. Так, в поле альбититов, т. е. ближе к главному источнику энергии, жильный кварц начинал отлагаться при 430 °С; на золоторудных участках начальная температура окварцевания несколько ниже (400 °С). В первом случае включения в кварце в основном высокотемпературные (410–320 °С), здесь промышленные концентрации золота не установлены. В золоторудном поле, наряду с относительно высокотемпературными включениями (400–300 °С), широко развиты включения, гомогенизирующиеся в температурных интервалах, °С: 240–235, 220–200 и 140–110, которые собственно и характеризуют отложение золотоносного кварца, золото-сульфидной с теллуридами минерализации и пострудных жилков соответственно [6]. Реликтовые кварц и микроклин, судя по включениям, в основном подтверждают приведенный выше исходный температурный диапазон формирования этих минералов: 430–270 и 400–310 °С. Вместе с тем эти минералы несут влияние и более поздних процессов.

Включения в кварце преальбититовых диафоритов гомогенизируются при характерной для регрессивного процесса температуре 260–150 °С. Щелочной метасоматоз (альбитизация), урановое рудообразование и пострудные жилки, судя по включениям в альбите, анкерите и кальците, протекали в температурных интервалах, °С: 315–255, 240–200 и 180–125 соответственно, что согласуется с ранее опубликованными данными [3, 7].

Таким образом, эпитермальные флюидные потоки, с которыми связано последовательное накопление золота и урана, функционировали в разные временные периоды, но в сходном температурном режиме, что, с учетом показанной выше латеральной рудной зональности относительно источника энергии, отражает их связь с единой геолого-энергетической системой.

1. Фомин Ю. А. Восточно-Юрьевское месторождение золота // Минерал. журн. – 1999. – 21. – № 4. – С. 32–44.
2. Фомин Ю. А. Генетическое соотношение золотого и уранового оруденения Кировоградской тектоно-метасоматической зоны. Геохімія та екологія. – Київ, 2006. – Вип. 12. – С. 11–18.

3. *Генетические* типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Отв. ред. Я. Н. Белевцев, В. Б. Коваль. – Киев: Наук. думка, 1995. – 396 с.
4. *Иванкин П. Ф., Назарова Н. И.* Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. – Москва: Недра, 1988. – 254 с.
5. *Комаров А. Н., Черкашин Л. А.* Редкометальные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1991. – 180 с.
6. *Фомин Ю. А., Заборовская Л. П., Лазаренко Е. Е.* Рудные минералы Юрьевского месторождения золота // Доп. НАН України. – 2004. – № 2. – С. 142–146.
7. *Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Лялько В. И.* Метаморфогенное рудообразование в докембрии. Физико-химические основы теории метаморфогенного рудообразования. – Киев: Наук. думка, 1985. – 204 с.

*Институт геохимии окружающей среды  
НАН Украины и МЧС Украины, Киев*

*Поступило в редакцию 18.11.2008*

**Yu. A. Fomin, E. E. Lasarenko**

### **Temperature of gold and uranium ore formation of the Yurjevskoye deposit (Ukrainian Shield)**

*Homogenization of the fluid inclusions in quartz of the gold field takes place in the temperature interval 400–110 °C; in quartz, albite, and carbonates of the uranium field at 430–125 °C. Directly the gold and uranium ores were formed in the temperature intervals 240–165 and 315–200 °C, accordingly. Consistently, the ore deposition was connected with the common geologo-energetic system: gold and uranium manifestations are considered, respectively, as the external and internal zones of the lateral ore zoning.*