

ЛУГОКАНСКОЕ ЗОЛОТО-МЕДНО-СКАРНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (Восточное Забайкалье): МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Ю.О. Редин¹, А.А. Редина¹, И.Р. Прокопьев^{1,2}, В.Ф. Дульцев^{1,3}, М.В. Кириллов¹, В.П. Мокрушников¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³ Казанский (Приволжский) федеральный университет, 420111, Казань, ул. Кремлевская, 4, Россия

Лугоканское месторождение расположено в юго-восточной части Забайкалья и длительное время изучалось многими исследователями. Однако до сих пор остается дискуссионным вопрос о его формационной принадлежности. В работе современными методами изучен минеральный состав руд, выделены и охарактеризованы основные золоторудные минеральные ассоциации. Приведены детальные данные по химическому составу самородного золота и сульфидных минералов, их изотопному составу. Установлено, что основными продуктивными ассоциациями являются золото-пирит-халькопирит-арсенопиритовая и золото-висмутовая, которые приурочены к скарновым образованиям. Результаты исследования изотопного состава серы сульфидных минералов свидетельствуют об эндогенном источнике серы рудных минералов. Данные изучения изотопного состава углерода и кислорода карбонатов рудоносных жил также свидетельствуют об участии магматического флюида. Полученный возраст золотого оруденения и магматических пород шахтаминского комплекса в совокупности с прямыми геологическими наблюдениями говорят об их пространственно-временной и генетической связи. По своим петрохимическим и геохимическим характеристикам магматические образования шахтаминского комплекса относятся к *I*-типу ильменитовых (восстановленных) гранитоидов. Изучение флюидных включений (методами криотермометрии и рамановской спектроскопии) показало, что по мере развития процесса минералообразования происходило постепенное уменьшение концентрации солей в составе рудообразующих флюидов, а также снижение их температур гомогенизации. На основании оптических наблюдений продемонстрировано гетерогенное состояние флюида на ранних стадиях минералообразования. Установлено изменение состава газовой фазы флюидных включений от преимущественно азотно-углекислотной к существенно-водному с примесью углекислоты по мере развития рудной системы ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \pm \text{N}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$). Комплекс проведенных исследований свидетельствует о магматической природе флюидов, а также об участии метеорных вод на поздних стадиях рудообразующего процесса. Полученные данные позволяют сделать вывод о принадлежности Лугоканского месторождения к золоторудным месторождениям, связанным с восстановленными интрузиями, сформировавшимися на относительно небольшой глубине.

Золото-медно-скарновые месторождения, восстановленные гранитоиды, Восточное Забайкалье.

THE LUGOKANSKOE Au–Cu SKARN DEPOSIT (eastern Transbaikalia): MINERAL COMPOSITION, AGE, AND FORMATION CONDITIONS

Yu.O. Redin, A.A. Redina, I.R. Prokopiev, V.F. Dul'tsev, M.V. Kirillov, and V.P. Mokrushnikov

The Lugokanskoe deposit is located in southeastern Transbaikalia and has been studied for a long time by many researchers. However, the type of its formation is still debatable. In this paper we study the mineral composition of ores by modern methods, recognize and describe the main gold mineral assemblages, and present detailed data on the chemical composition of native gold and sulfide minerals and their isotope composition. We have established that gold–pyrite–chalcopyrite–arsenopyrite and gold–bismuth parageneses localized in skarn deposits are the main productive assemblages. Study of the sulfur isotope composition of sulfide minerals has shown an endogenous source of sulfur of the ore minerals. The carbon and oxygen isotope compositions of carbonates of ore-bearing veins indicate the participation of a magmatic fluid. The established age of the gold mineralization and igneous rocks of the Shakhtama complex, together with direct geological observations, points to their spatial, temporal, and genetic relationships. According to their petrochemical and geochemical characteristics, the igneous rocks of the Shakhtama complex are *I*-type ilmenite (reduced) granitoids. Study of fluid inclusions by heating and cooling and Raman spectroscopy has shown that the mineral formation was accompanied by a gradual decrease in the content of salts in the ore-forming fluids and by a decrease in their homogenization temperatures. Optical observations demonstrate that the fluid was heterogeneous at the early stages of the mineral formation. The evolution of the ore system was accompanied by a change in the gas phase composition of fluid inclusions from predominantly nitrogen–carbon dioxide to essentially aqueous, with carbon dioxide impurity ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \pm \text{N}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$). The research data testify to the magmatic nature of fluids and the participation of meteoric waters at the late stages of the ore-forming process. The data obtained have led to the conclusion that the Lugokan gold deposit is related to reduced intrusions formed at a shallow depth.

Au–Cu skarn deposits, reduced granitoids, eastern Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении длительного времени геологическая наука уделяет самое пристальное внимание проблеме источников рудного вещества и связи эндогенных месторождений с магматическими горными породами [Sillitoe, 1991; Hedenquist, Lowenstern, 1994; Thompson et al., 1999; Nie et al., 2004; Bierlein, Mcknight, 2005; Мельников и др., 2009; Арзамасцев и др., 2010; Павлова и др., 2010; Гармаев и др., 2013; Goldfarb et al., 2014]. Мезозойские магматические образования занимают особое место в геологии Забайкалья. Наиболее важная в практическом отношении особенность мезозойского магматизма состоит в хорошо известной связи с ним подавляющей массы эндогенных месторождений цветных, редких и благородных металлов [Спиридонов и др., 2006]. Интрузивные образования шахтаминского комплекса широко распространены в пределах Аргунской (Шахтаминский, Лугоканский, Быстринский и др. массивы) и Агинской зон (Будуланский, Цасучейский, Гошуновский, Ималкинский и др. массивы) Забайкалья. В юго-восточной части Забайкалья известны наиболее крупные золоторудные и комплексные месторождения, пространственно связанные с проявлением шахтаминского комплекса: Лугоканское, Култуминское, Быстринское, Бутдаинское и др. (рис. 1).

Все перечисленные месторождения обладают рядом схожих признаков, главными из которых являются: локализация месторождения в узлах пересечения глубинных разломов, пространственная связь

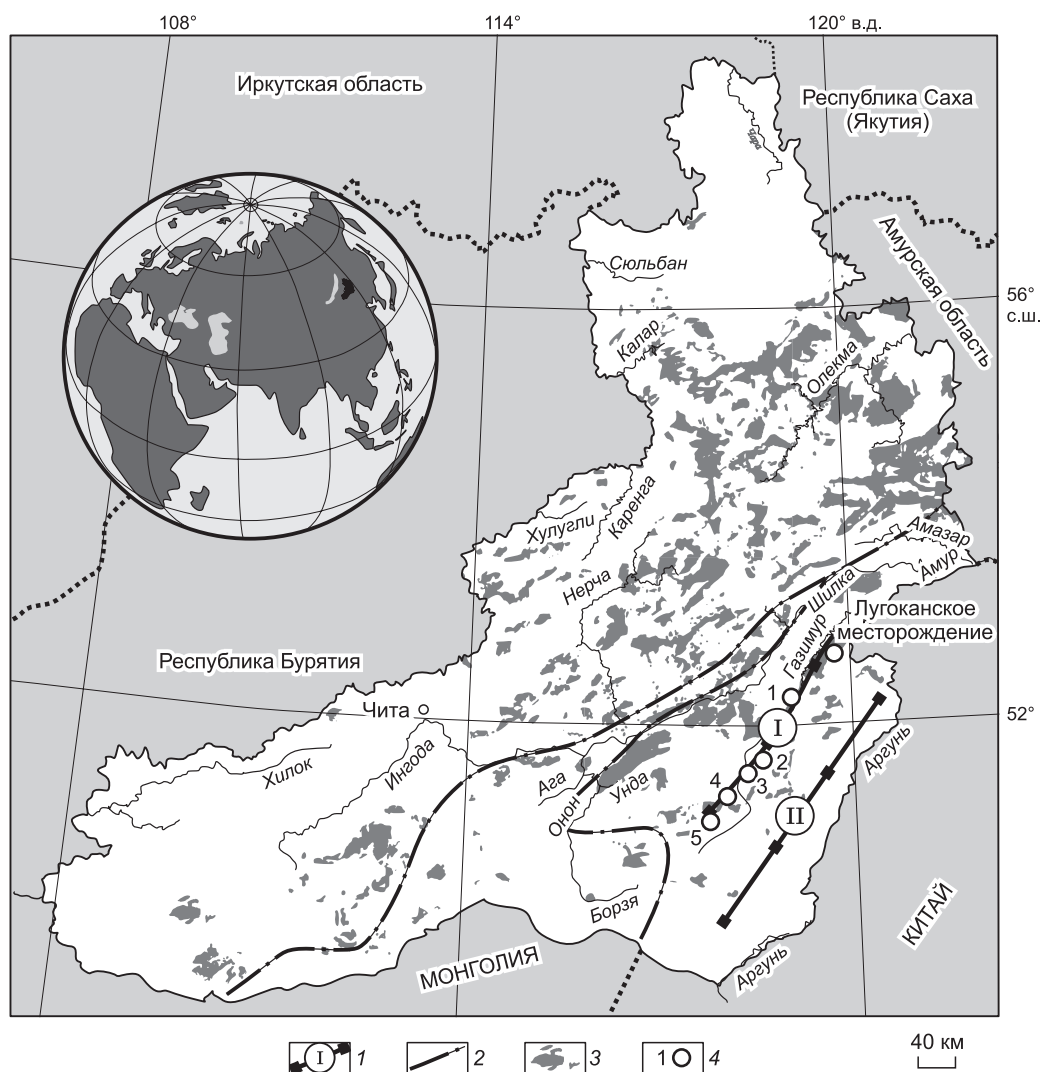


Рис. 1. Региональное положение золоторудных и комплексных месторождений пространственно связанных с шахтаминским интрузивным комплексом, по [Редин, Козлова, 2014], с дополнениями.

1 — региональные разломные зоны (I — Газимуровская, II — Урулунгуевская); *2* — ограничение Монголо-Охотской сuture; *3* — позднеюрские магматические ассоциации; *4* — месторождения: 1 — Култуминское; 2 — Новоширокинское, Лугинское и др.; 3 — Быстринское; 4 — Шахтаминское; 5 — Бутдаинское.

с проявлением магматических образований шахтаминского комплекса, близкий возраст формирования и др. Одним из таких примеров служит Лугоканское месторождение, в пределах которого разными исследователями выделяются золото-медно-молибден-порфировый [Сазонов, 1978; Сизых, Сизых, 2001; Бессонов, 2009] и золото-медно-скарновый [Кормилицын, Иванова, 1968; Скурский, 1996] типы оруденения. В настоящее время многие зарубежные исследователи выделяют отдельный класс золоторудных месторождений — IRGS (intrusion-related gold system). Эти месторождения являются одним из важнейших источников золота [Pirajno, 2009]. Этот класс, в свою очередь, подразделяется на месторождения, связанные с окисленными интрузиями (медно-порфировые) и восстановленными (RIRGD). Модель золоторудных месторождений IRGS, главным образом разработана на примере объектов Центральной Аляски и Юкона, где они являются частью золотоносной провинции Тинтина, в пределах которой известны хорошо изученные месторождения, такие как Форт Нокс [Bakke, 1995], Дублин Галч [Maloof et al., 2001], Клеа Крик [Marsh et al., 2003] и Шеелит Доум [Mair, 2004]. В настоящей статье рассмотрен генезис Лугоканского месторождения на основе геологических, петрографических, петрохимических, минералого-геохимических, изотопно-геохронологических и физико-химических данных.

ФАКТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Были изучены образцы руд, отобранных по канавам и буровым скважинам месторождения. Минеральный состав, текстурные, структурные особенности, взаимоотношение минеральных индивидов между собой изучались под оптическим микроскопом в отраженном и проходящем свете. Мономинеральные фракции арсенопирита, пирита и других сульфидов отбирали под биноклем из протоколек и сульфидных концентратов, полученных при растворении образцов в плавиковой кислоте. Химический состав сульфидов и самородного золота анализировался в полированных шашках микроанализа рентгено-спектральным методом на приборе JEOL JXA-8100, а также с помощью сканирующей электронной микроскопии (SEM) на приборе JSM-6510, снабженном энергодисперсионным спектрометром (EDS) фирмы OXFORD. Определение изотопного состава серы в сульфидных минералах и кислорода и углерода в карбонатах выполнен в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Погрешность в определении $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (1σ) 0.1 ‰. Карбонаты разлагались ортофосфорной кислотой с использованием опции Gas Bench при температуре 60—70 °C в течение 2—4 ч. Все измерения проведены на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 в режиме постоянного потока гелия. Величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ определены с погрешностью ± 0.05 и ± 0.1 ‰ (1σ) соответственно.

Флюидные включения были изучены в прозрачно-полированных пластинках методами криотермометрии и рамановской спектроскопии. Криотермометрические исследования выполнялись в микротермокамере THMSG-600 фирмы Linkam. Состав газовой фазы флюидных включений изучался методом рамановской спектроскопии, спектрометр Ramanor U-1000 и детектор Horiba DU420E-OE-323 фирмы Jobin Yvon, лазер Millennia Pro фирмы Spectra-Physics; alpha 300R confocal Raman microscope фирмы WITec.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод изотопно-геохронологического датирования по методике ступенчатого прогрева применялся для установления абсолютного возраста магматических пород и оруденения.

Определение содержания петрогенных элементов в магматических породах выполнено с помощью РФА (рентгенофлуоресцентного) анализа, содержания редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan MAT) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Анализ петрогенных компонентов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , P_2O_5 , Na_2O , K_2O , H_2O , п.п.п.) в магматических породах также был выполнен методом «мокрой» химии в химической группе ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН, г. Иркутск.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЛУГОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Общая характеристика геотектонической позиции. Лугоканское месторождение расположено в центральной части одноименного рудного узла (рис. 2), в Ага-Борзинской структурно-формационной зоне Монголо-Охотского орогенного пояса. В истории становления пояса отчетливо выделяются два крупных этапа: палеозойский и мезозойский. В палеозойский этап сформировались основные слагающие его структурные элементы: фрагменты раннепалеозойских океанических блоков, среднепалеозойские субдукционные островодужные вулканические пояса и позднепалеозойские окраинно-континентальные вулканические пояса, ареалы орогенного гранитного магматизма [Горячев и др., 2014].

Закрытие Монголо-Охотского океана и коллизия окраинно-континентальных комплексов Сибирского и Северо-Монголо-Китайского континентов произошли на рубеже ранней и средней юры. Процессы, связанные с коллизией, к которым относятся надвигообразование, складчатость, метаморфизм и магматизм, происходили на протяжении средней и большей части поздней юры. Переход к процессам

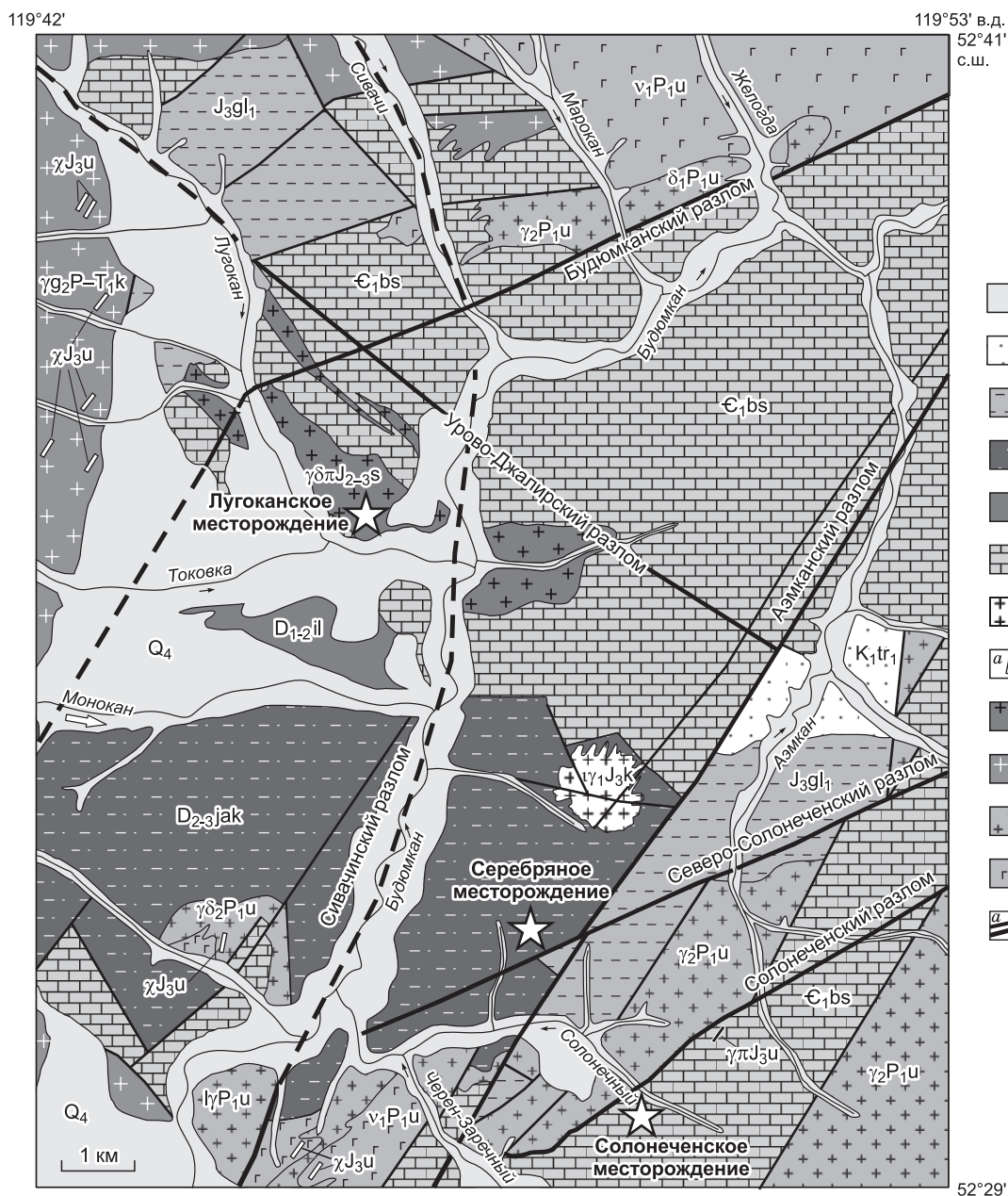


Рис. 2. Геологическая схема Лугоканского рудного узла, по [Редин, Козлова, 2014] с дополнениями.

1 — четвертичные отложения (Q_4); 2 — тургинская свита (K_1tr_1), конгломераты; 3 — глушковская свита (J_3gl_1), конгломераты, песчаники, алевролиты, лавы трахиандезибазальтов, андезибазальтов, андезитов, базальтов; 4 — яковлевская свита ($D_{2-3}jak$), песчаники, алевролиты, известняки; 5 — ильдианская свита ($D_{1-2}il$), слюдистые, кварц-слюдистые сланцы; 6 — быстринская свита (C_1bs), известняки, доломиты; 7 — кукульбейский комплекс ($I\gamma_1J_3k$), лейкограниты; 8 — ундинодаинский комплекс (J_3u): а — дайки лампрофиров, гибридных порфиров, б — дайки гранит-порфиров; 9 — шахтаминский комплекс ($\gamma\delta\Pi J_{2-3}s$), гранодиорит-порфиры; 10 — кутомарский комплекс (γg_2P-T_1k), гнейсограниты; 11, 12 — ундинский комплекс (P_1u): 11 — лейкократовые граниты ($I\gamma_3$), граниты (γ_2) и гранодиориты ($\gamma\delta_2$), диориты (δ_1), 12 — габбро (v_1); 13 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые.

растяжения, сопровождающимся формированием метаморфических ядер и осадочных впадин, относится к концу поздней юры — раннему мелу. Причинами раннемелового внутриконтинентального рифтогенеза могли быть как коллапс («расползание» в стороны) коллизионного поднятия после прекращения сжатия, так и конвекция в мантии, связанная с сохранившим свою активность горячим пятном, перекрытым континентальной литосферой [Zorin et al., 2001; Спиридонов и др., 2006].

Рудный узел включает в себя три месторождения (Лугоканское, Серебряное и Солонеченское) и в металлогеническом отношении входит в состав Будюмкано-Култуминского рудного района (Au, Cu, Pb,

Zn, Sn), расположенного в междуречье Газимура, Будюмкана и Урюмкана. Основные особенности Газимуро-Урюмканского междуречья как горно-рудного района определились широким проявлением на его территории золотого полиметаллического и редкометалльного оруденения.

Вмещающие породы. В геологическом строении месторождения принимает участие палеозойская сланцево-карбонатная толща, прорванная интрузивными телами гранодиорит-порфиров шахтаминского комплекса ($\gamma\delta\tau J_{2-3s}$) (рис. 3). Названные образования, в свою очередь, перекрываются в северо-западной части площади терригенно-вулканогенной пачкой глушковской свиты (J_3gl_1).

Наиболее древними образованиями являются отложения быстринской свиты нижнего кембрия (E_1bs). Отложения свиты занимают большую часть характеризуемого участка и представлены преимущественно карбонатными породами (известняками, доломитами и их переходными разностями) с прослоями и линзами терригенных образований (углистые, слюдистые, биотит-амфиболовые и др. сланцы), в той или иной степени метаморфизованными.

Терригенные отложения ильдижанской свиты (D_{1-2il}) имеют меньшее распространение и отмечаются на юго-западе площади месторождения. Отложения представлены кварц-полевошпат-слюдистыми сланцами. Практически повсеместно развита убогая пиритизация. Породы частично углефицированы и графитизированы.

Образования глушковской свиты (J_3gl_1) отмечаются лишь в северной части месторождения и представлены трахиандезибазами, андезибазами, долеритами и их туфами, реже разногачечными конгломератами, песчаниками.

На месторождении присутствуют эксплозивные брекчии, относящиеся к наиболее поздним образованиям. Порода состоит из обломков кварца, девитрифицированного стекла и единичных вкраплений следующих минералов: слюды, апатита, халцедоновидного и колломорфного кварца, насыщенного рудной «пылью». Цемент брекчий содержит вулканогенно-туфовый материал.

Структурно-тектонические особенности. Основные особенности тектонического строения месторождения определяются сочетанием широко развитых в его пределах разнопорядковых и различных по возрасту складчато-разрывных нарушений. Основной и наиболее древней по заложению структурой здесь является Лугоканская асимметричная антиклиналь северо-западного простирания, осложненная серией брахиформных и линейных складок более высокого порядка. Названная асимметрия антиклинали выражается в крутом (до субвертикального) падении юго-западного и пологом северо-восточного ее крыльев.

Расположение месторождения на пересечении разноориентированных региональных разломов (Будюмканского северо-восточного и Урово-Джалирского северо-западного) обусловило интенсивное развитие здесь хрупких деформаций. Последние проявляются в виде многочисленных зон повышенной трещиноватости, дробления и брекчирования пород. В совокупности разрывные нарушения укладываются в единую тектоническую зону генерального северо-западного направления с преимущественным юго-западным и в меньшей степени северо-восточным падением. Общая протяженность зоны составляет около 9 км при ширине до 2 км. Причем основные элементы этой зоны приурочены к контактам (северо-восточному и юго-западному) основного фрагмента интрузии.

Магматизм. Интрузивные образования Лугоканского массива относятся ко второй фазе шахтаминского комплекса среднепозднеюрского возраста. В северо-западной части массива развиты гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры с мелкими вкрапленниками. В центральной части они сменяются гранодиорит-порфирами с крупными порфировыми вкрапленниками, переходя на востоке в порфировидные гранодиориты. Такая фациальная горизонтальная зональность свидетельствует о более глубоком эрозионном срезе восточной части интрузива по сравнению с центральной и северо-западной. Абсолютный возраст (K-Ar) гранодиорит-порфиров составляет 178—157 млн лет [Сазонов, 1978]. Полученный нами возраст гранодиорит-порфиров Лугоканского массива (табл. 1, № 7), определенный Ar^{39}/Ar^{40} методом (плато) по биотиту, составляет 154.7 ± 1.2 млн лет (рис. 4).

Протяженность интрузива по поверхности составляет 8.6 км при средней ширине 1.1 км. В структурном плане интрузив приурочен к пересечению северо-восточного Будюмканского и северо-западного Урово-Джалирского региональных разломов, выполняя в современном залегании преимущественно юго-западное, в меньшей мере северо-восточное крылья и замковую часть Лугоканской антиклинали. Как показали проведенные ООО «Востокгеология» горно-буровые работы, в пределах изученной части месторождения (до глубины 300—350 м) породы Лугоканской интрузии слагают не шток или дайкообразное тело, как считалось ранее, а типичный силл. В приконтактных частях массива вмещающие породы мраморизованы и скарнированы, мощность эндо- и экзоскарнов от первых сантиметров до десятков метров при протяженности до первых сотен метров. Местами катаклазированные гранодиорит-порфиры насыщены турмалиновыми и кварц-турмалиновыми прожилками. Дайковая серия представлена гранодиорит-, гранит-порфирами и диоритовыми порфиритами. Наиболее широкое распространение дайковая серия получила на месторождении Серебряное и представлена монционит-, гранодиорит-, гра-

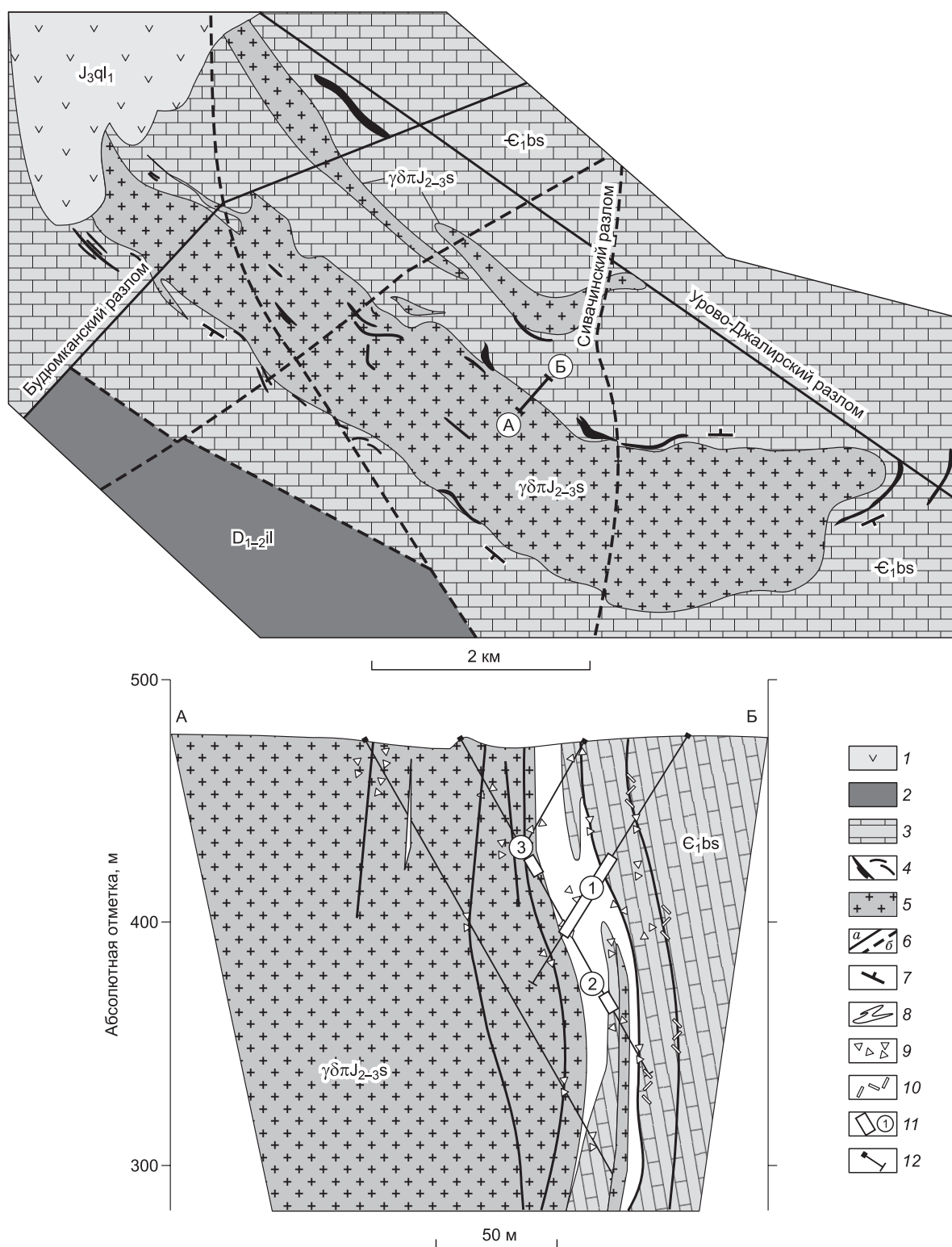


Рис. 3. Геологическая схема и разрез Лугоканского месторождения (составлены на основе данных ООО «Востокгеология»).

1 — глушковская свита (J₃gl₁), трахиандезибазальты, андезибазальты, долериты; 2 — ильдижанская свита (D₁₋₂il), слюдистые, кварц-слюдистые сланцы; 3 — быстринская свита (Є₁bs), известняки, доломиты; 4 — дайковая серия; 5 — шахтаминский комплекс (γδпJ₂₋₃s), гранодиорит-порфиры; 6 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 7 — наклонное залегание слоев; 8 — скарны; 9 — зоны брекчирования и катаклаза; 10 — зоны милонитизации; 11 — рудные интервалы (по нашим данным): 1, 2 — золото-висмутовая минерализация, 3 — пирит-пирротин-халькопиритовая минерализация с золотом; 12 — скважины.

Таблица 1. Химический состав магматических пород шахтаминского комплекса (мас. %), Будюмкано-Култуминский рудный район

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Гранодиорит-порфиры, Лугоканский массив, по данным [Сазонов, 1978]													
1	66.54	0.71	15.12	3.01	0.53	0.05	2.30	3.30	3.80	3.70	0.09	1.00	100.15
2	66.56	0.81	14.82	1.44	0.69	0.03	1.82	4.97	4.00	3.40	0.09	1.40	100.03
3	66.50	0.76	15.12	1.72	0.49	0.03	1.82	4.85	3.65	3.40	0.09	1.30	99.73
4	65.95	0.65	15.02	2.80	0.85	0.05	1.90	3.42	3.70	3.60	0.11	1.45	99.50
Гранодиорит-порфиры, Лугоканский массив, по данным авторов («мокрая» химия)													
5	64.34	0.48	14.42	2.69	0.53	0.04	2.37	4.73	3.82	3.03	0.14	2.68	99.27
6	64.23	0.50	14.90	2.89	0.38	0.04	2.34	4.61	3.82	3.04	0.14	2.64	99.53
7	65.76	0.42	14.89	1.38	0.56	0.02	2.05	4.39	3.67	3.61	0.13	1.21	98.09
8	66.72	0.46	15.61	1.75	0.66	0.02	2.65	3.21	3.91	3.63	0.13	1.21	99.96
9	66.65	0.48	15.61	1.74	0.66	0.03	2.69	3.23	3.85	3.65	0.13	1.22	99.94
Монцонит-порфиры (дайковая серия, месторождение Серебряное), по данным [Redin et al., 2015] (РФА, Fe ₂ O _{3общ})													
10	56.79	1.06	15.65	н.о	8.91	0.06	4.95	4.04	3.69	3.24	0.30	0.98	99.67
11	57.05	0.90	15.12	»	8.11	0.06	4.38	4.87	3.53	3.48	0.26	1.11	98.87
12	58.41	0.89	15.90	»	7.09	0.03	4.55	5.61	2.30	4.18	0.18	2.17	101.31
13	61.99	0.91	15.29	»	5.24	0.04	3.96	4.44	4.10	3.44	0.26	0.60	100.27
Диоритовые порфириты (дайковая серия, Лугоканское месторождение), по данным [Сазонов, 1978]													
14	60.25	0.85	14.28	4.3	1.35	0.09	4.92	5.51	3.70	2.40	0.14	1.80	99.59
Гранодиорит-порфиры, Култуминский массив, по данным авторов («мокрая» химия)													
15	63.51	0.52	13.94	3.12	0.63	0.05	3.04	3.6	3.48	3.64	0.12	3.30	98.95

нит-порфирами и диоритовыми порфиритами. Некоторые исследователи относят дайки к заключительной фазе шахтаминского комплекса [Сидоренко, 1961], другие выделяют их в самостоятельный порфировый комплекс [Сотников и др., 1977; Берзина и др., 2013]. С шахтаминским комплексом связывают промышленное полиметаллическое, золото-полиметаллическое, золотое и редкометалльное оруденение [Тимофеевский, 1972; Таусон, 1982; Таусон и др., 1987; Зорина, 1993; Коваль, 1998; Прокофьев и др., 2000; Спиридонов и др., 2006; Абрамов, 2012].

Структурно-морфологические особенности рудных тел. Оруденение приурочено главным образом к скарновым образованиям, в меньшей степени к карбонатным породам (подвергшимся интенсивной тектонической проработке), редко к гранодиорит-порфирам. Рудные тела имеют пластообразную, линзо- и жиллообразную формы. Для большинства рудных тел типично субсогласное залегание с контактами интрузива. В ряде случаев строение рудных тел отчетливо контролируется морфологическими особенностями скарновых образований. Скарны чаще всего наблюдаются в приконтактных частях массива с монотонными преимущественно карбонатными толщами и приурочены к участкам изгибов контактов массива, где они, как правило, имеют максимальную мощность. Эти зоны характеризуются наиболее интенсивной тектонической проработкой. Границы рудных тел на месторождении невыраженные, расплывчатые и устанавливаются только по результатам опробования. Богатые и бедные зоны изучаемых тел пространственно приурочены к участкам соответственно интенсивного и слабого

проявления хрупких деформаций. По минеральному составу выделяются несколько основных типов руд: магнетитовый, шеелит-молибденитовый и золото-сульфидный. Часто наблюдается телескопирование руд, в результате чего образуются комплексные руды. Промышленный интерес представляет третий тип руд. Магнетитовые руды приурочены только к скарновым образованиям. Золото-сульфидные

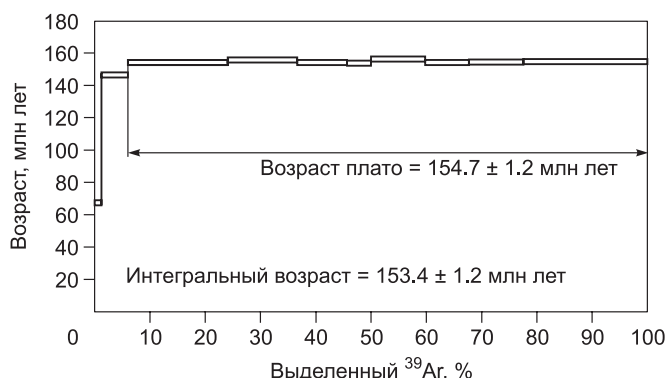


Рис. 4. Возраст биотита из гранодиорит-порфиров Лугоканского массива.

руды концентрируются в основном в приконтактных частях массива (в скарнах) и являются по отношению к ним наложенными. Они также отмечаются в зонах дробления и брекчирования в карбонатных породах. Молибденит-шеелитовые руды промышленного интереса не представляют и имеют очень ограниченное распространение (редкие кварцевые жилы в гранодиорит-порфирах).

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ШАХТАМИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Шахтаминский интрузивный комплекс выделен Ю.А. Билибиным и длительное время изучался многими геологами. К нему относятся штоки, лакколиты и дайкообразные тела кислого и среднего состава. Обычно это типично трещинные или полусогласные тела. Их размещение контролируется участками пересечения зон разрывных нарушений различного простирания. В составе комплекса выделяются несколько фаз внедрения. Первая представлена монцодиоритами, кварцевыми монцонитами, габбро и граносиенитами. Вторая фаза характеризуется преобладанием биотит-роговообманковых, часто порфировидных гранодиоритов и кварцевых сиенитов, меньше распространены граниты, кварцевые монцониты, кварцевые диориты. К третьей фазе относят мелкие штоко- и дайкообразные тела аплитовидных гранитов, кварцевых сиенитов, граносиенитов. Заключительная дайковая серия характеризуется широким развитием кварцевых сиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, монцонит-порфиров и диоритовых порфиритов [Спиридонов и др., 2006].

Лугоканский массив сложен преимущественно гранодиорит-порфирами и в меньшей степени гранит-порфирами. Среди породообразующих минералов основное место занимают плагиоклаз, кварц, К-На полевой шпат, биотит и амфибол. Среди акцессорных минералов наиболее обычны апатит и циркон, нередко устанавливаются рутил и анатаз, а также ортит, ильменит, реже магнетит.

В пределах Лугоканского массива и вмещающих его пород (Лугоканское месторождение), а также на удалении от него (Серебряное месторождение) распространены мелкие тела и дайки. Заключительная дайковая серия представлена (на месторождении Серебряное) серией пород, варьирующих по составу от монцонит-порфиров до гранит-порфиров. Среди них большую часть составляют монцонит-порфиры и диоритовые порфириты, которые имеют как субсогласные, так и секущие контакты с вмещающими породами. Для большинства тел характерно зональное строение: краевые части имеют более основной состав и сложены диоритовыми порфиритами, центральная же часть представлена гранодиорит-порфирами и плагиогранит-порфирами [Редин, Козлова, 2014]. Породы сложены плагиоклазом, К-На полевым шпатом, кварцем, биотитом, амфиболом в различных количественных соотношениях. Вкрапленники составляют от 10 до 50 % объема. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, ильменит, реже магнетит. Возраст монцонит-порфиров (Ar-Ar метод) составляет 154.6 ± 1.5 млн лет [Редин, Козлова, 2014].

Петрогенные компоненты. Содержания петрогенных компонентов приведены в табл. 1. Интервалы содержания SiO_2 в породах составляют от 64.2 до 66.7 мас. % для Лугоканского массива и от 56.8 до 62.0 мас. % для дайковой серии. Магматические породы в целом характеризуются повышенной суммой щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) от 6.8 до 7.5 мас. % для Лугоканского массива и от 6.1 до 7.5 мас. % для дайковой серии. Содержание K_2O составляет от 3.0 до 3.7 мас. % для Лугоканского массива и от 2.4 до 4.2 мас. % для дайковой серии. На диаграмме K_2O — SiO_2 составы пород шахтаминского комплекса расположены преимущественно в поле высококальциевой известково-щелочной серии (рис. 5).

Магматические породы относятся к метаалюминиевым образованиям: диапазоны отношения ASI ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} - 1.67\text{P}_2\text{O}_5 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) составляют для Лугоканского массива от 0.77 до 0.97 и от 0.77 до 0.94 для дайковой серии.

Для разделения магматических образований шахтаминского комплекса на магнетитовую и ильменитовую серию была использована диаграмма, предложенная С. Ишихары [Ishihara, 1977]. Как видно на рис. 6, большинство фигуративных точек шахтаминского комплекса попадает в область ильменитовой (восстановленной) серии. Для Лугоканского массива отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ составляет 0.13—0.48 для гранодиорит-порфиров и 0.3 для диоритовых порфиритов. Наибольшие значения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ типичны для монцонитов (2.1) и монцодиоритов (1.2) Быстринского массива; монцонитов (1.3) Шахтаминского массива. Повышенные значения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ свойственны гранит-порфирам (0.9) Аркиинского массива; гранодиоритам (0.9) Аркиинского массива; гранодиоритам (0.9) Шахтаминского массива.

Микроэлементы. Породы дайковой серии характеризуются относительно высокими содержаниями когерентных элементов (г/т): Ni = 48—96, Cr = 92—493, V = 115—142. Содержания крупноионных литофильных элементов (LILE) составляют (г/т): Rb = 94—173, Ba = 369—564, Sr = 298—626. Содержание высокозарядных элементов (HSFE) варьируют в диапазоне (г/т): Zr = 93—132, Nb = 9.9—14.6. Для магматитов в целом типичны высокие содержания легких (LREE), пониженные средних (MREE) и низкие тяжелых (HREE) редких земель. Монцонит-порфирам соответствуют следующие интервалы содер-

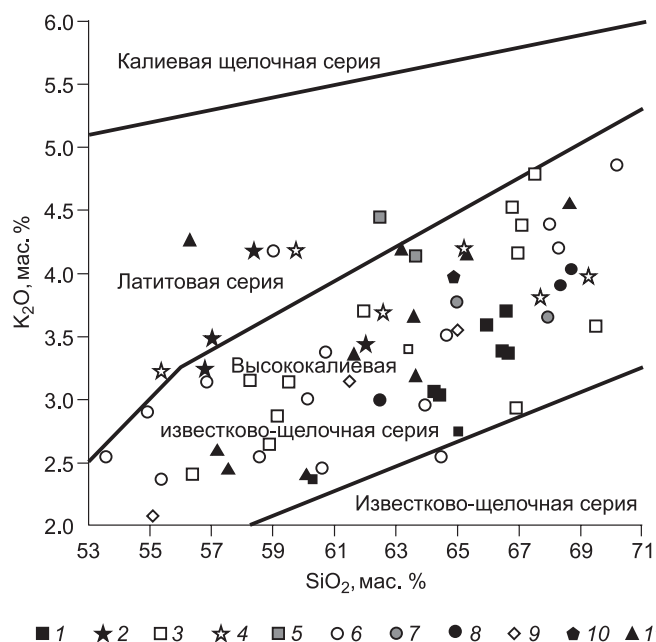


Рис. 5. Соотношение K_2O и SiO_2 для магматических пород шахтаминского комплекса.

1 — Лугоканский массив, по [Сазонов, 1978] и данным авторов; 2 — дайковая серия (Лугоканский рудный узел [Redin et al., 2015]); 3 — Шахтаминский массив [Павлова, Тихомиров, 1964]; 4 — дайковая серия (Шахтаминский массив); 5 — Лугинский массив [Кормилицын, Иванова, 1968]; 6 — Быстринский массив [Спиридонов и др., 2006]; 7 — Шивеинский массив [Павлова, Тихомиров, 1964]; 8 — Аркинский массив [Павлова, Тихомиров, 1964]; 9 — Листвянский массив [Павлова, Тихомиров, 1964]; 10 — Култуминский массив; 11 — гранитоидные массивы шахтаминского комплекса Агинской зоны [Козлов, 2011]. Поля серий, по [Ewart, Taylor, 1969; Peccerillo, Taylor, 1976; Grill, 1981; Rickwood, 1989].

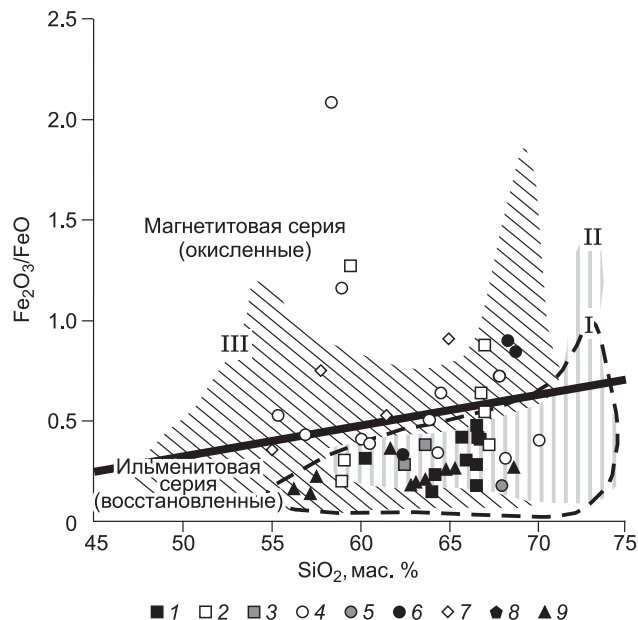
ей. Спектры распределения микроэлементов монцонит-порфиров имеют положительные аномалии Rb, Th, U, но характеризуются отрицательными аномалиями Nb, Ta [Redin et al., 2015].

Полученные нами результаты хорошо согласуются с данными (близкий возраст формирований, петрохимический и редкоэлементный составы) А.П. Берзиной с соавторами [2013] по Шахтаминскому месторождению, где впервые был выделен шахтаминский интрузивный комплекс. По мнению А.П. Берзиной с соавторами, время становления шахтаминского комплекса произошло в конце коллизии, в то время как дайковой серии (порфирового комплекса) — в условиях смены геодинамической обстановки на постколлизийную (рифтогенную).

Другой немаловажной особенностью шахтаминского комплекса, выявленной В.Д. Козловым [2011], является его изначальная обогащенность гранитофильными и редкими элементами (B, F, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W, Mo, Nb, Ta, Th, U). Поскольку редкометалльность шахтаминского комплекса проявляется отчетливо на кларковом уровне, это означает ее магматогенное происхождение, не связанное с какими-либо наложенными, например гидротермальными, процессами. Ввиду того, что специализация проявлена в массивах разного состава, обогащение редкими гранитофильными элементами исходных магматических расплавов являлось их изначальной геохимической особенностью, независимо от процессов последующей магматической (кристаллизационной) дифференциации расплавов и формирования их петрохимически различающихся производных [Козлов, 2011].

Рис. 6. Диаграмма Ишихара [Ishihara, 1977]: разделение на магнетитовую и ильменитовую серию.

Римскими цифрами показаны поля магматических пород [Hart et al., 2004]: I — интрузии нагорья Юкон-Танана (Пого месторождение); II — плутонический комплекс Фэрбенкс (месторождение Форт Нокс); III — пояс Томбстоун (месторождение Шеелит Дом, Дублин Галч, Клиа Крик). 1 — Лугоканский массив, по [Сазонов, 1978] и данным авторов; 2 — Шахтаминский массив [Павлова, Тихомиров, 1964]; 3 — Лугинский массив [Кормилицын, Иванова, 1968]; 4 — Быстринский массив [Спиридонов и др., 2006]; 5 — Шивеинский массив [Павлова, Тихомиров, 1964]; 6 — Аркинский массив [Павлова, Тихомиров, 1964]; 7 — Листвянский массив [Павлова, Тихомиров, 1964]; 8 — Култуминский массив; 9 — гранитоидные массивы шахтаминского комплекса Агинской зоны [Козлов, 2011].



МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ РУД

Одна из первых работ, посвященная Лугоканскому месторождению, была опубликована еще в конце 70-х годов прошлого века [Сазонов, 1978]. Ранее считалось, что руды месторождения сложены ограниченным количеством минералов: пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом, галенитом, антимонитом. В настоящее время благодаря использованию современных методов исследования в рудах установлено более 40 рудных минералов. К числу главных рудообразующих минералов принадлежат халькопирит, пирит, арсенопирит, к второстепенным минералам относятся пирротин, магнетит, менее распространены висмутин, сфалерит, галенит, блеклые руды, борнит, редко встречаются молибденит, шеелит, цумоит, козалин, ингодит, тетрадимит, эмплектит, виттихенит, гиссенит, кобеллит, пекоит, фридрихит(?), ширмерит(?), самородный висмут, гессит, ашамальмит(?), наффилдит(?), самородное золото и другие. Сульфидные руды по отношению к рудовмещающим породам (скарнам) являются наложенными. На месторождении проявлены несколько разновидностей скарнов: оливиновые, пироксен-гранатовые, гранатовые, гранат-флогопитовые, флогопит-гранатовые и флогопитовые. Они образуют как однородные, так и зональные тела, состоящие из гранатовых скарнов в центральной части и гранат-флогопитовых и флогопит-гранатовых в краевых частях. Оливиновые скарны установлены в северо-восточной части месторождения и имеют ограниченное распространение. Руды месторождения характеризуются сложным строением. Структуры руд — тонко-, мелко- и крупнозернистые, текстура — вкрапленная, прожилково-вкрапленная, гнездово-вкрапленная, встречаются также массивные, трещиноватые, брекчиевидные, пятнистые текстуры. Основными полезными компонентами руд являются медь, золото и серебро. Рассматриваемые ниже данные существенно дополняют ранее опубликованную информацию [Редин и др., 2014; Redin et al., 2015], особенно в отношении состава, взаимоотношений минералов, их ассоциаций. Прежде всего, это касается данных о химическом составе самородного золота, сульфидных и скарновых минералов.

Типоморфные особенности минералов руд. Флогопит является одним из наиболее распространенных скарновых минералов. Во флогопитовых скарнах его содержание достигает 90 %, тогда как в гранат-флогопитовых и флогопит-гранатовых скарнах около 30—60 %. Флогопит содержит (мас. % по данным SEM): $K_2O = 7.9—9.6$, $MgO = 22.8—24.0$, $TiO_2 = 0.7—0.9$, $F = 2.0—2.6$.

Гранат встречается в виде зерен неправильной и округлой формы, сростков кристаллов, размер которых варьирует от 0.1 до 3 мм. По химическому составу гранаты представлены главным образом андрадитом, с небольшими примесями TiO_2 , Al_2O_3 , MnO . Гранаты часто имеют зональное строение (рис. 7, в), отмечается как нормальная (прямая), так и осцилляторная зональность, маркирующая флуктуации тех же компонентов, что и прямая. Нормальная зональность характеризуется увеличением содержания андрадитового минала и уменьшением содержания гроссулярового минала от центра к краевым зонам кристаллов граната и отвечает естественному течению процесса скарнообразования. Наличие гранатов с осцилляторной зональностью может свидетельствовать о сложном циклическом процессе (многократном поступлении флюида) скарнообразования [Meinert et al., 2005]. Кристаллы граната замещаются хлоритом, гидросерпичитом и карбонатом.

Клинопироксен представлен рядом диопсид—геденбергит и встречается в виде отдельных зерен и их скоплений, размер отдельных выделений варьирует от 0.1 до 6 мм. Пироксен часто замещается карбонатом и серпентином.

Хлорит представлен мелкими чешуйками зеленого цвета в виде веерообразных скоплений и хаотично расположенных выделений, размер которых варьирует от 0.1 до 0.7 мм.

Амфибол представлен преимущественно актинолитом, который вместе с эпидотом развивается по более высокотемпературным скарнам.

Серпентин наблюдается в скарнах вместе с флогопитом, актинолитом, кальцитом и магнетитом.

Магнетит встречается в виде густой вкрапленности, гнезд, зернистых масс, развитых преимущественно в приконтактных частях (скарнах) Лугоканского массива, наиболее богатые рудные тела приурочены к экзоконтактовым частям, где образуются руды массивной текстуры. В полуокисленных рудах наряду с магнетитом наблюдаются продукты его замещения — мартит (гематит) и лимонит. В приконтактных частях Лугоканского массива предыдущими исследователями также отмечались редкие рассеянные выделения касситерита.

Самородное золото — с учетом особенностей морфологии, размера и состава золотин, а также принадлежности к тем или иным минеральным ассоциациям выделено пять генераций.

Самородное золото I обнаружено в сростаниях с арсенопиритом, пиритом и халькопиритом, а также в основной массе породы. Форма выделений самородного золота округлая, неправильная, интерстициальная, комковидная, также встречается идиоморфное и кристаллического облика. Пробность самородного золота варьирует от 890 до 950 ‰ (с примесью Cu до 0.1 %), в сростаниях с арсенопиритом, пиритом. Пробность самородного золота, обнаруженного в сростаниях и в виде включений в халькопирите, составляет 900—920 ‰ (с примесью Hg до 0.4 %). По общепринятой классификации [Петровская,

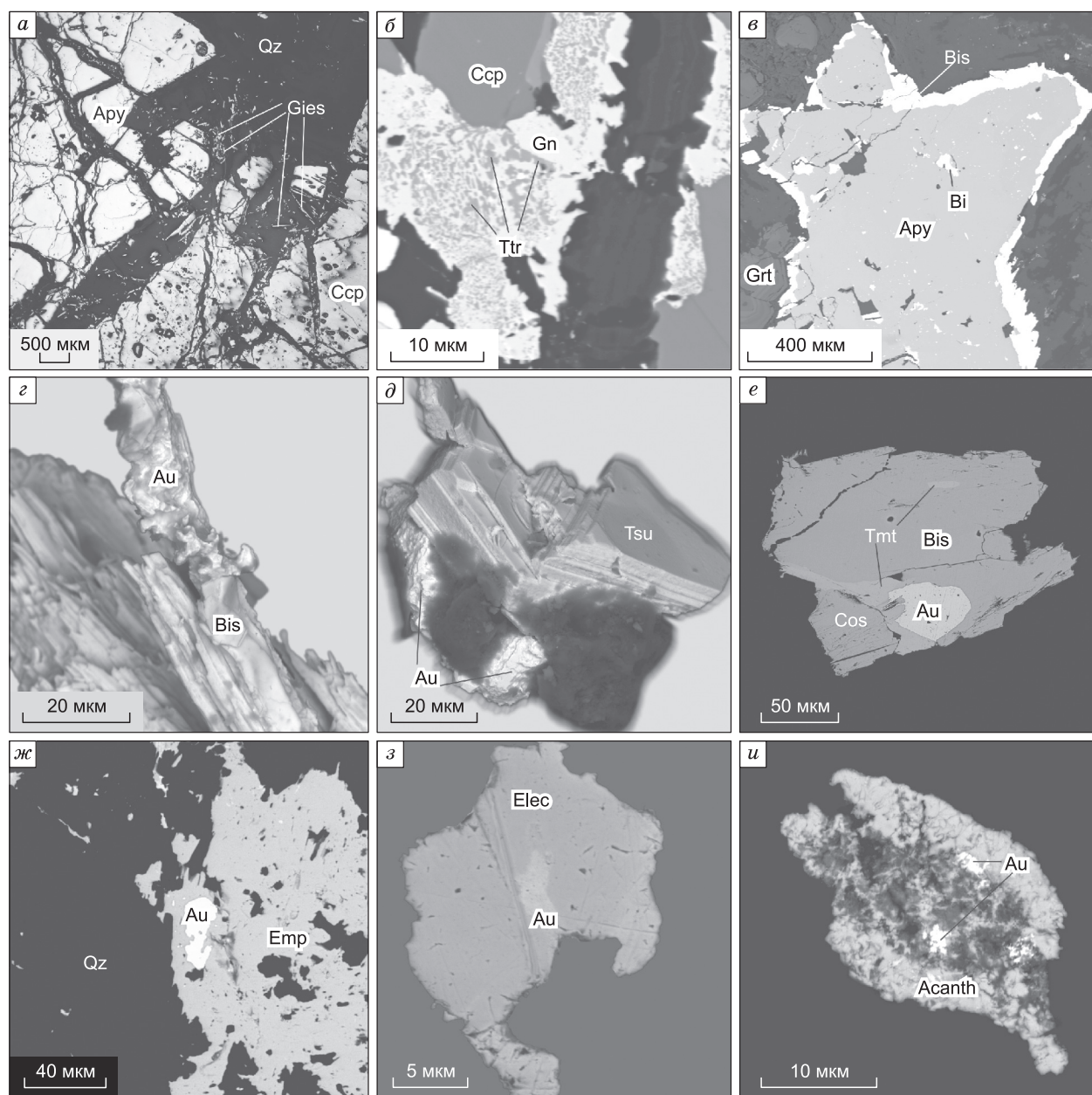


Рис. 7. Минеральные ассоциации Лугоканского месторождения.

a — характерные взаимоотношения арсенопирита, халькопирита с гиссенитом; *б* — мирмекитоподобные включения тетраэдрита в галените; *в* — кайма висмутина вокруг арсенопирита; *г* — самородное золото в сростаниях с висмутином; *д* — самородное золото в сростаниях с цумоитом; *е* — включения тетрадимита, козалита и самородного золота III в висмутине; *ж* — включение самородного золота III в эмплектите; *з* — электрум обрастает самородное золото; *и* — включение гипергенного самородного золота V в акантите. Apy — арсенопирит; Ccp — халькопирит; Gn — галенит; Ttr — тетраэдрит; Bis — висмутин; Tsu — цумоит; Cos — козалит; Tmt — тетрадимит; Emp — эмплектит; Gies — гиссенит; Elec — электрум; Akanth — акантит; Au — самородное золото; Bi — самородный висмут; Qz — кварц; Grt — зональные кристаллы граната.

1973; Николаева, Яблокова, 2007], подавляющее число знаков самородного золота по размеру частиц попадает в классы тонкого (от 50 до 100 мкм) и весьма мелкого (100—250 мкм).

Самородное золото II (единичные находки) отмечается в сростаниях с галенитом и блеклой рудой и имеет пробность 750—820 ‰ (по данным SEM).

Самородное золото III наблюдалось в сростаниях и в виде включений в висмутсодержащих минералах: висмутине (см. рис. 7, *г*), цумоите (см. рис. 7, *д*), козалите (см. рис. 7, *е*), тетрадимите, ингодите, эмплектите (см. рис. 7, *ж*), витихените, гиссените. Пробность самородного золота варьирует от 800 до 940 ‰ (с примесью Cu до 0.1 ‰). Форма выделений самородного золота округлая, неправильная, интер-

стициальная, комковидная, идиоморфная, проволоковидная и кристаллического облика. По размеру частиц подавляющее число знаков самородного золота попадает в класс пылевидного (10—60 мкм).

К IV генерации самородного золота отнесено низкопробное самородное золото (электрум), обнаруженное в окисленных рудах с поверхности месторождения. Размер его выделений колеблется от десяти до ста микрометров, большая часть по размеру частиц попадает в класс пылевидного и тонкого. Морфология самородного золота характеризуется развитием жилковидно-пластинчатых, трещинных, интерстициальных и проволоковидных выделений. Форма самородного золота отражает преимущественно стесненные условия роста, такая морфология типична для рудопоявлений близповерхностного генезиса [Савва, Прейс, 1990]. Характерной особенностью состава самородного золота IV является его высокая серебристость, что придает ему серебристый (белый) оттенок. Пробность электрума варьирует в интервале 400—660 ‰, с модой распределения 400—500 ‰. Всем выделениям самородного золота свойственна примесь ртути до 2 ‰. Помимо высокортутистого электрума наблюдались высокортутистый кюстелит и природная амальгама золота — вейшанит. В единичных случаях отмечалось зональное строение зерен, ядра золотин сложены более высокопробным самородным золотом (по данным SEM 680 ‰), вокруг которого развивается электрум (см. рис. 7, з) [Редин и др., 2014]. Ртутистый электрум, кюстелит и вейшанит характерны для месторождений, формировавшихся в условиях низкой фугитивности серы (f_{S_2}) [Спиридонов, 2010].

Самородное золото V встречается в виде отдельных моховидных зерен в акантите и имеет пробность (по данным SEM) около 700—900 ‰ (см. рис. 7, з). По нашим представлениям, его образование связано с гипергенным процессом.

Молибденит наблюдается в виде чешуек, пластинок и их скоплений преимущественно в окварцованных и калишпатизированных гранодиорит-порфирах. Наибольшие концентрации молибденита типичны для центральной части месторождения, где он вместе с шеелитом образует вкрапленность в кварцевых жилах. Промышленных концентраций молибденит и шеелит не образуют.

Арсенопирит является одним из наиболее ранних сульфидных минералов и встречается в виде изометрических, призматических кристаллов с ромбовидным сечением и сростков неправильной формы, а также образует вкрапленность, гнезда, прожилки (см. рис. 7, а). Катаклазированные кристаллы арсенопирита цементируются более поздними сульфидами: халькопиритом, галенитом, сфалеритом и др. Арсенопирит по химическому составу нестехиометричен и относится к мышьяковистой разновидности $As/S > 1$. Из примесей в значимых количествах отмечаются (мас. %): $Sb = 0.4$, $Ni = 0.1$, $Co = 0.1$, $Au = 0.1$.

Пирит является одним из наиболее распространенных рудных минералов. Он представлен одиночными кристаллами, сростками, зернистыми агрегатами и ассоциирует главным образом с арсенопиритом и халькопиритом, по отношению к которым образовывался близкоодновременно. Также встречается более ранний пирит. Пирит также развивается в зонах дробления в виде прожилков и вкрапленности в брекчированных мраморизованных известняках.

Халькопирит встречается преимущественно в скарнах в виде мономинеральных скоплений, вкрапленности и прожилков. В кварцевых жилах халькопирит цементирует более ранний пирит. Кристаллы халькопирита часто катаклазированы, в их трещинах и межзерновом пространстве развиты более поздние сульфиды. В виде продуктов распада твердых растворов в халькопирите отмечается сфалерит. Наличие звездчатых (лапчатых) продуктов распада твердого раствора сфалерита в халькопирите классически свидетельствует об образовании халькопирита в условиях высоких температур [Рамдор, 1962]. Редко отмечаются сростки халькопирита с борнитом. В последнем в виде продуктов распада твердого раствора отмечается халькопирит (сетчатые и тонкие вытянутые таблички халькопирита в борните).

Пирротин образует сростания с халькопиритом, а также развит в виде агрегатов неправильной формы в скарнах. Пирротин часто замещается марказитом.

Галенит встречается в небольшом количестве и наблюдается преимущественно в брекчированных породах в сростаниях со сфалеритом и блеклой рудой. Из примесей в значимых количествах отмечаются (мас. %): $Ag = 3$, $Sb = 2$, $Bi = 8$, $Cu = 0.4$, $Se = 0.13$.

Сфалерит встречается в виде неправильных зерен и вместе с галенитом наблюдается в микротрещинах в арсенопирите, пирите и халькопирите.

Блеклая руда в исследуемых образцах руд представлена тетраэдритом и теннантитом. Тетраэдрит ($Pb = 1$, $Sb = 30$, $Zn = 3$, $Cu = 34$, $Fe = 3$, $Ag = 3$, $S = 24$) и теннантит ($Sb = 21$, $As = 6$, $Zn = 4$, $Cu = 37$, $Fe = 4$, $Ag = 3$, $S = 25$) встречаются в виде миремкитоподобных включений в галените (см. рис. 7, б), микропрожилков в халькопирите, а также образуют агрегаты неправильной формы и ксеноморфные выделения в нерудной массе. Как правило, блеклая руда выполняет микротрещины в более ранних сульфидах (халькопирите, арсенопирите, пирите).

Минералы висмута (и висмутсодержащие минералы) представлены самородным висмутом, сульфидами, теллуридами, сульфотеллуридами висмута и сульфосолями различного состава (Bi , Cu , Pb).

Теллуриды, сульфотеллуриды висмута и сульфосоли Cu-Bi встречаются главным образом в пироксен-гранатовых, гранатовых, гранат-флогопитовых и флогопит-гранатовых скарнах. Они образуют редкую вкрапленность, гнезда и микропрожилки как в самих скарнах, так и в секущих кварц-карбонатных жилах и прожилках. Сульфосоли Pb-Bi, а также более сложного состава (Cu-Pb-Bi-S, Se) встречаются преимущественно в кварц-карбонат-адуляровых и кварц-карбонат-флюоритовых жилах.

Самородный висмут обнаружен в виде зерен неправильной формы как в трещинах и межзерновом пространстве арсенопирита, так и в скарнах.

Висмутин является одним из наиболее распространенных висмутовых минералов и встречается главным образом в скарнах в виде вкрапленности, гнезд и микропрожилков. Он образует округлые, сноповидные, игольчатые кристаллы и агрегаты неправильной формы, каймы (см. рис. 7, в), мелкокристаллические выделения в трещинах и межзерновом пространстве арсенопирита. В виде включений и сростаний в висмутине отмечаются гессит, фридрихит(?), тетрадимит, ингодит, эмплектит и самородное золото III (см. рис. 7, з). В качестве элементов-примесей в нем присутствуют (мас. %): Pb = 5, Sb = 0.7, Cu = 0.4, Ag = 0.3, Se = 1.4.

Теллуриды и сульфотеллуриды висмута представлены цумоитом, тетрадимитом и ингодитом. Цумоит образует таблитчатые кристаллы, агрегаты неправильной формы и ассоциирует с висмутином, ингодитом, козалитом и самородным золотом III (см. рис. 7, д). Тетрадимит является одним из наиболее распространенных сульфотеллуридов висмута и вместе с ингодитом и самородным золотом III наблюдается главным образом в виде включений в висмутине (см. рис. 7, е).

Сульфосоли Cu-Bi представлены виттихенитом, эмплектитом и характерны для скарнов с ранней медной минерализацией. Эмплектит в рудах преобладает над виттихенитом и представлен агрегатами неправильной формы. Он часто образует сростания с висмутином, в виде включений в нем установлены самородное золото III (см. рис. 7, ж) и фридрихит(?). Из примесей присутствуют (мас. %): Te = 0.86, Pb = 3.23, Fe = 2.68, Sb = 0.86, Se = 0.26. Виттихенит подобно эмплектиту образует агрегаты неправильной формы и имеет ограниченное распространение. В виде включений в нем отмечается самородное золото III.

Сульфосоли Pb-Bi представлены гиссенитом, кобеллитом, козалитом, ашамальмитом (?). Гиссенит является наиболее распространенным минералом среди сульфосолей Pb-Bi. Он образует длинно-призматические, игольчатые кристаллы в кварце, а также ксеноморфные выделения в трещинах и в межзерновом пространстве арсенопирита и халькопирита. Состав изученных гиссенитов несколько отличается по содержанию основных компонентов (Bi и Pb). Из примесей в них отмечаются (мас. %): Sb = 9.74, Cu = 2.72, Se = 0.3, Ag = 1.28. Кобеллит макроскопически не отличим от гиссенита и идентифицирован исключительно микрорентгеноспектральным методом. Некоторые изученные ранее на SEM сульфосоли (ашамальмит и наффилдит) диагностировались неуверенно, так как обладали крайне малыми размерами и находились в сростаниях с другими минералами. Вполне вероятно предположить, что они являются гиссенитом, на что указывает ряд фактов: близость их состава и оптических свойств, сонахождение в одних и тех же образцах. Козалит встречается крайне редко в виде отдельных вкраплений в скарнах. Он образует сростания с висмутином, тетрадимитом и самородным золотом III. Из примесей в нем установлено лишь Ag до 2 %.

К сульфосолям (сульфосоли Cu-Pb-Bi-S, Se) (минералы группы айкинита) относятся пекоит, фридрихит(?), которые имеют крайне ограниченное распространение. Пекоит образует кристаллы неправильной формы. Фридрихит(?) (единичные находки) обнаружен вместе с самородным золотом III в виде включений в висмутине. К числу редких минералов также относятся единичные зерна ширмеита(?) (сульфосоль Ag-Bi).

Антимонит обнаружен предшественниками в отвалах в виде спорадических гнезд и вкрапленности в окисленных породах. Единичные находки киновари также установлены в образцах с поверхности месторождения.

Гипергенная минерализация характеризуется большим разнообразием минеральных фаз. Наиболее часто встречаются малахит, азурит, гидроксиды железа и скородит. В зоне вторичного сульфидного обогащения за счет замещения халькопирита развиваются борнит, халькозин, ковеллин и куприт. Малахит, азурит развиваются преимущественно за счет замещения халькопирита, реже блеклой руды. Самородная медь развита в виде вкраплений в гидроксиде железа, в ассоциации с малахитом и азуритом. В самородной меди, по данным SEM, отмечается примесь Sn до 15 %. По арсенопириту развивается скородит. Гидроксиды железа образуют натечные, землистые агрегаты, сплошные плотные массы.

Гипергенная Ag минерализация. В зоне гипергенеза при деструкции серебросодержащих минеральных фаз (Ag-блеклых руд, галенита, гессита и др.) образовались акантит, хлораргирит, I-содержащий аргирит и самородное серебро. Акантит встречается в виде ритмических и моховидных выделений. Он является одним из типичных гипергенных минералов зоны окисления, образуясь за счет замещения Ag-содержащих блеклых руд и других серебросодержащих минералов. Хлораргирит встречается в виде

восковидных, почковидных, ритмических выделений, а также образует моховидные наросты на аканти-те. I-содержащий аргирит образует агрегаты неправильной формы в центральных частях ритмических выделений хлораргирита. Гипергенное самородное серебро также встречено в виде моховидных выделе-ний в акантите. В единичных случаях отмечается маккинстриит ((Ag, Cu)₂S), который образует каймы замещения по халькопириту.

Последовательность формирования руд. Результаты изучения структурно-текстурных взаимо-отношений минералов и минеральных ассоциаций в основных типах руд месторождения позволили вы-делить в минералообразующем процессе пять этапов, последовательно сменяющих друг друга. Этапы подразделяются на дорудный (I), ранний рудный (II), рудный (продуктивный) (III), поздний рудный

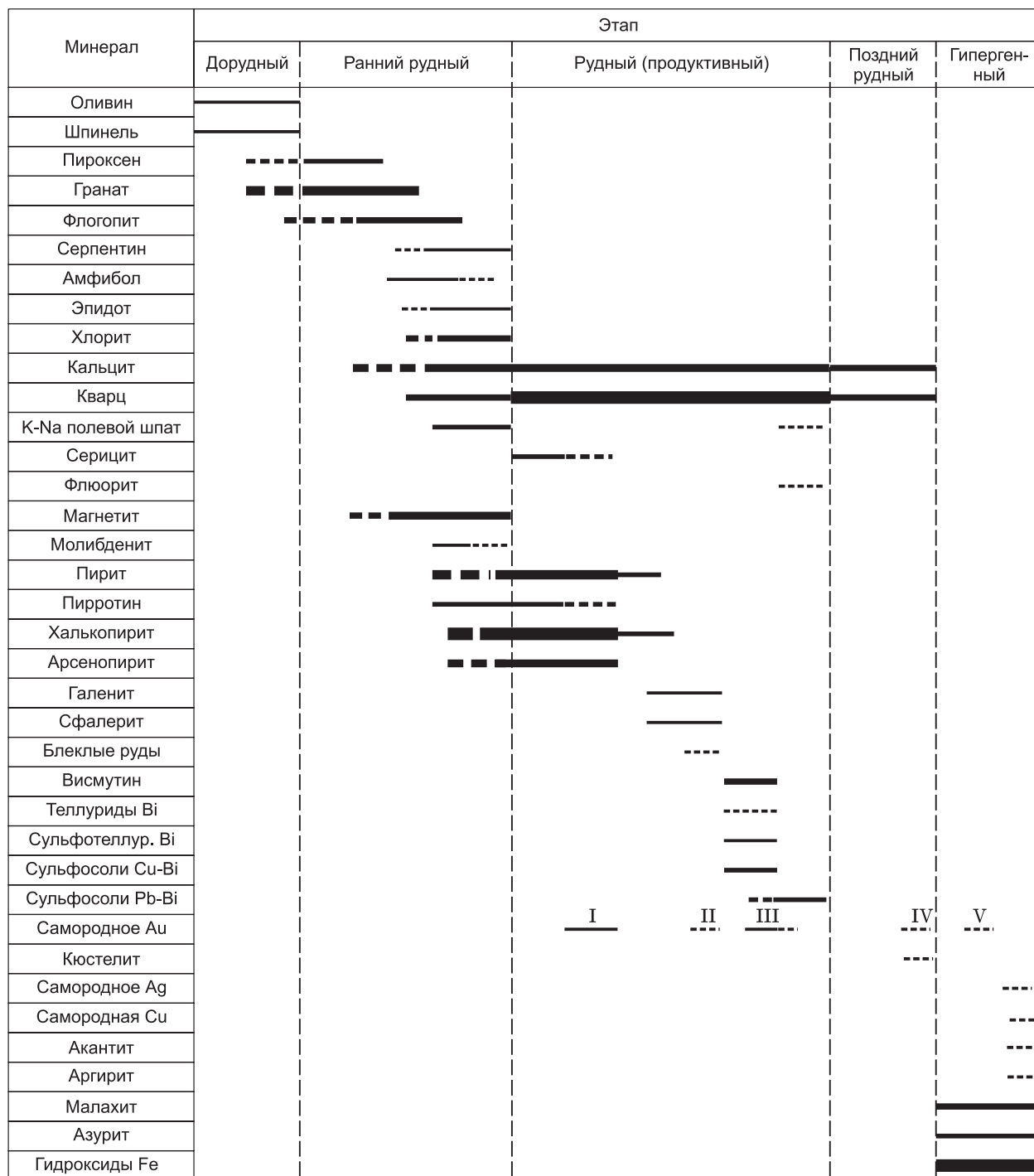


Рис. 8. Схема последовательности минералообразования.

I—V — генерации самородного золота.

(IV) и гипергенный (V). Схема последовательности минералообразования имеет идеализированный вид и представлена на рис. 8.

К дорудному этапу отнесены продукты высокотемпературных преобразований вмещающих пород, вызванные внедрением гранодиорит-порфиров шахтаминского комплекса. Вследствие чего в приконтактных частях Лугоканского массива формируются оливиновые скарны (иногда со шпинелью), от которых в настоящее время сохранились только реликты.

В ранний рудный этап на общем фоне снижения температур формируются пироксен-гранатовые, гранатовые, флогопит-гранатовые и флогопитовые скарны с магнетитовой минерализацией, относящиеся к прогрессивной стадии скарнообразования. В ретроградную стадию формируется основная часть магнетита с хлоритом, актинолитом, эпидотом, серпентином, кальцитом и кварцем. В этот же этап формировались локальные кварц-калцишпатовые зоны (жилы) с молибденитом и шеелитом (кварц-шеелит-молибденитовая минеральная ассоциация) в центральной части массива. Завершается ранний рудный этап началом формирования основной продуктивной минеральной ассоциации (пирит-халькопирит-арсенопиритовой).

В рудный (продуктивный) этап сформировались три минеральные ассоциации: золото-пирит-халькопирит-арсенопиритовая, золото-полиметаллическая и золото-висмутовая. Золото-пирит-халькопирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация развита главным образом в эндо- и экзоконтактных частях Лугоканского массива как в виде вкрапленности и гнезд, так и в кварц-карбонатных жилах и прожилках в скарнах. Она характерна для зон серицитизации и окварцевания. Ранняя золоторудная минеральная ассоциация также устанавливается в мраморизованных известняках быстринской свиты и представлена кварц-карбонат-серицитовыми прожилками, выполняющими зоны дробления. На основе изучения минерального состава можно выделить несколько основных типов руд с количественными вариациями содержаний основных минералов: пирит-пирротин-халькопиритовые, пирит-арсенопиритовые, пирит-халькопирит-арсенопиритовые, пиритовые.

Золото-полиметаллическая минеральная ассоциация имеет ограниченное распространение и является наложенной на более ранние сульфидные руды (золото-пирит-халькопирит-арсенопиритовую минеральную ассоциацию). Она обнаружена в зонах брекчирования и катаклаза. Сульфидные минералы данной ассоциации развиваются преимущественно по трещинам в более ранних сульфидах (пирите, арсенопирите, халькопирите), что свидетельствует о ее более позднем времени образования по отношению к золото-пирит-халькопирит-арсенопиритовой.

Золото-висмутовая минеральная ассоциация является наиболее поздней и наложенной на более ранние сульфидные руды (золото-пирит-халькопирит-арсенопиритовую и золото-полиметаллическую минеральные ассоциации). Она обнаружена в скарнах, а также в кварц-карбонат-адуляровых и кварц-карбонат-флюоритовых прожилках и жилах, заполняющих зоны дробления в известняках. В скарнах золото-висмутовая минерализация чаще всего приурочена к зонам брекчирования, а также к секущим кварц-карбонатным жилам и прожилкам.

Поздний рудный этап выделен условно. В этот этап сформировалась золото-серебряная минеральная ассоциация, обнаруженная только в образцах с поверхности месторождения. Поэтому, на наш взгляд, вполне вероятно предположить, что образование низкопробного самородного золота (электрума), кюстелита и вейшанита может быть связано с более поздними гипергенными процессами.

После завершения гидротермального процесса руды месторождения подверглись гипергенным преобразованиям (гипергенный этап). Эти изменения выражаются в появлении глинистых минералов, гидроксидов железа и других гипергенных минералов (малахита, азурита, скородита и т. д.), широко развитых на поверхности месторождения. Степень окисления руд неравномерная и в целом уменьшается по направлению сверху вниз по разрезу рудных тел.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Для термобарогеохимических исследований нами были отобраны образцы кварцевых и кварц-карбонатных рудоносных жил из нескольких продуктивных золоторудных минеральных ассоциаций Лугоканского месторождения. Флюидные включения (ФВ) изучены в кварце и карбонате золото-пирит-халькопирит-арсенопиритовой с самородным золотом I (1), золото-полиметаллической с халькопиритом (2) и золото-висмутовой, развитой в скарнах (3) и зонах дробления известняков (4), минеральных ассоциаций.

В прозрачно-полированных пластинах были обнаружены первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения размером от 4 до 45 мкм, в среднем 10—25 мкм. Отдельные вторичные флюидные включения могут достигать размеров 100—130 мкм. Согласно оптическим наблюдениям, флюидные включения по соотношению фаз при комнатной температуре подразделены на три основных типа (рис. 9):

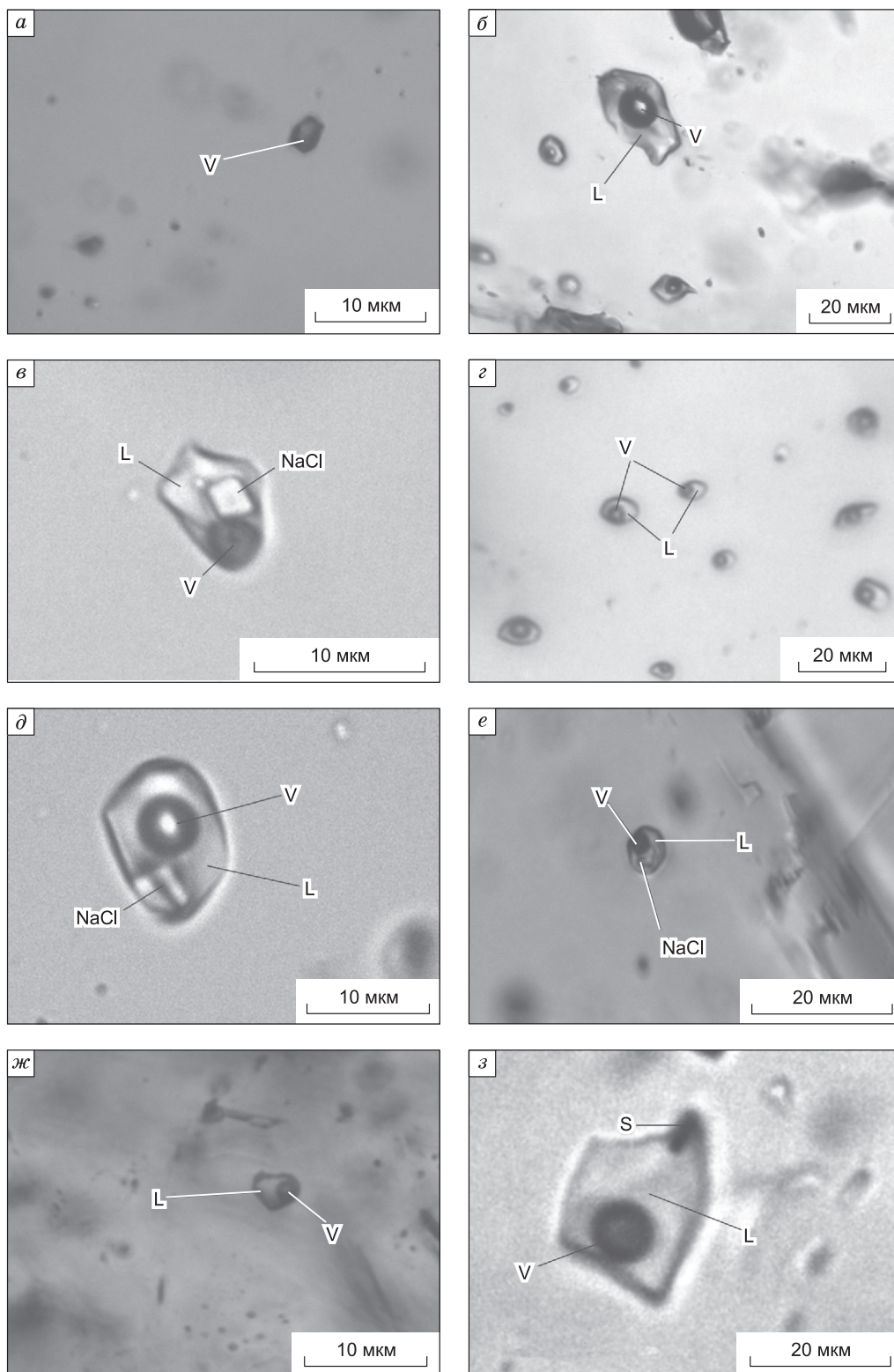


Рис. 9. Первичные флюидные включения Луговского месторождения.

a — существенно-газовые ФВ в кварце рудной минерализации (1); *б* — двухфазное ФВ в кварце (1); *в* — многофазное ФВ с кристаллами NaCl в кварце (1); *г* — двухфазное ФВ в кварце (2); *д* — трехфазное ФВ с кристаллом NaCl в кварце (2); *е* — трехфазное ФВ с кристаллом NaCl в кальците (3); *ж* — двухфазное ФВ в кварце (3); *з* — двухфазное ФВ с рудной фазой в кварце (4). Цифры в скобках — тип минерализации. V — газовая, L — жидкая, S — твердая фазы.

тип I — существенно-газовые ФВ, содержащие главным образом газовую фазу и небольшое количество солевого раствора (см. рис. 9, а);

тип II — двухфазные ФВ, содержащие солевой раствор и небольшую газовую фазу в виде пузырька (могут содержать частицы рудного вещества) (см. рис. 9, б, г, ж);

тип III — многофазные ФВ, содержащие солевой раствор, газовую фазу, изотропный кубический кристалл соли — предположительно галит (NaCl), иногда рудную фазу (см. рис. 9, в, д, е, з).

Первичные флюидные включения расположены одиночно либо группами в центральных областях и по зонам роста кристаллов кварца или кальцита. Включения могут быть равномерно распределены по всему объему отдельных зерен жильных минералов. Форма вакуоли включений изометричная, негативного кристалла, удлиненная, редко неправильная. Вторичные флюидные включения отличаются неправильной формой вакуолей, группами трассируют залеченные микротрещины кварцевых и кварц-кальцитовых прожилков, нередко подвержены процессам «расшнурования» [Реддер, 1987]. К первично-вторичным флюидным включениям отнесены включения, сосредоточенные в залеченных во время роста кристаллов кварца и кальцита трещинах. Форма вакуолей первично-вторичных включений изометричная, удлиненная. Для термобарогеохимических исследований выбирались первичные и первично-вторичные ФВ, отвечающие за процессы рудогенеза на Лугоканском месторождении.

В кварце из продуктивных жил рудной минеральной ассоциации (1) Лугоканского месторождения обнаружены ФВ трех типов. Первичные флюидные включения II типа (см. рис. 9, б) гомогенизируются в жидкую фазу при температурах ($T_{\text{гом.}}$) 300—390 °С (табл. 2). Температуры эвтектики ($T_{\text{эвт.}}$) составляют интервал от –40 до –37 °С, температура плавления ($T_{\text{пл.}}$) льда –20...–12 °С. Таким образом, концентрация солей в растворах первичных флюидных включений II типа может быть оценена в 16.0—22.6 мас. % NaCl-экв. (рис. 10), а в составе растворов изученных ФВ кроме NaCl присутствуют хлориды Fe, K и Mg [Борисенко, 1982] (см. табл. 2). По данным Рамановской спектроскопии газовая фаза первичных газожидких включений II типа содержит смесь CO₂ и N₂, с преобладанием в объеме первого газа. Содержание N₂ в газовой фазе может достигать 26 об. % (табл. 3). Первично-вторичные ФВ II типа характеризуются сравнительно схожими температурами гомогенизации (в жидкую фазу) — 320—350 °С, температуры эвтектики и плавления льда составляют –25...–21 и –11...–7 °С соответственно. Концентрация солей таких включений может быть оценена в 10.5—15.0 мас. % NaCl-экв. (см. рис. 10). Солевой состав раствора включений содержит смесь хлоридов Na и K, при этом в газовой фазе присутствует CO₂ (см. табл. 2, 3). Температура гомогенизации CO₂ в газовую фазу во флюиде составляет –48...–45 °С при температуре полной гомогенизации включений 320—350 °С. Согласно данным программы FLINCOR (для системы CO₂—H₂O), плотность CO₂ во флюидной фазе составляет ≈ 0.02 г/см³, что соответствует давлению 900—1500 бар.

Первичные ФВ III типа (см. рис. 9, в) из кварцевых жил (1) характеризуются высокими температурами гомогенизации (в жидкую фазу) 290—380 °С, температура плавления NaCl составляет 280—370 °С ($T_{\text{пл.тв.ф.}}$), что отвечает концентрации растворов включений 38—43 мас. % NaCl-экв. (см. табл. 2). Пер-

Таблица 2. Результаты криотермометрии ФВ в минералах Лугоканского месторождения

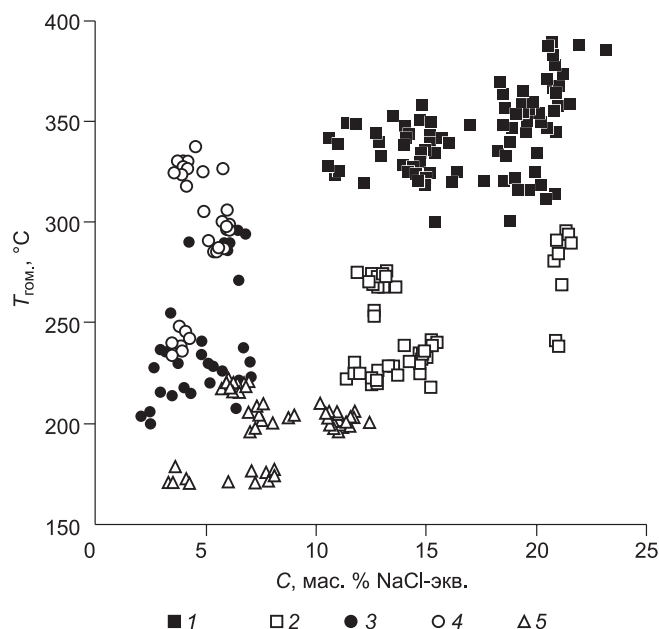
Тип минерализации	Минерал	Тип ФВ	Вид ФВ	<i>n</i>	$T_{\text{гом.}}$, °С	$T_{\text{эвт.}}$, °С	$T_{\text{пл.}}$, °С	$T_{\text{пл.тв.ф.}}$, °С	$C_{\text{солей}}$, мас. % NaCl-экв.	*Солевой состав раствора
1	Кварц	I	П	11	н.о	н.о	–48...–45 –96...–86	н.о	н.о	н.о
	»	II	»	45	300—390	–40...–37	–20...–12	»	16.0—22.6	Хлориды Na, Fe, K, Mg
	»	III	»	35	290—380	н.о	н.о	280—370	38—43	н.о
	»	II	ПВ	42	320—350	–25...–21	–11...–7	н.о	10.5—15.0	Хлориды Na, K
2	Кварц	II	П	48	225—290	–27...–25	–18.5...–7.7	»	11.4—21.5	Хлориды Na, Fe
	»	III	»	26	250—270	н.о	н.о	240—255	35—36	н.о
3	Кварц	II	П	30	200—295	–38...–36	–4.5...–1.5	н.о	2.5—7.1	Хлориды Na, K, Mg, Fe
	Кальцит	II	»	30	230—330	–38...–36	–3.8...–2.4	»	3.6—6.2	»
4	Кварц	II	П	52	170—220	н.о	–8...–4(2)	»	(3.3)6.4—11.7	н.о

Примечание. Здесь и в табл. 3: 1 — кварцевые жилы с рудной минеральной ассоциацией (1); 2 — кварцевые жилы (2); 3 — кварц-карбонатные жилы среди скарнов (3); 4 — кварц-карбонат-адуляровые жилы (4); н.о — параметр не определен; П — первичные ФВ; ПВ — первично-вторичные ФВ; *n* — количество измеренных ФВ; $T_{\text{пл.тв.ф.}}$ — температура плавления твердой фазы.

*Солевой состав раствора определен согласно данным [Борисенко, 1982].

Рис. 10. Температуры гомогенизации и концентрации растворов ФВ II типа различных минеральных ассоциаций Лугоканского месторождения (по данным микротермометрии).

1 — первичные и псевдотеричные ФВ в кварцевых жилах рудной минеральной ассоциации (1); 2 — ФВ в кварцевых жилах (2); 3 — ФВ в кварце (3); 4 — ФВ в карбонате (3); 5 — ФВ в кварц-карбонат-адуляровых жилах (4).



вичные ФВ III типа содержат смесь газов CO_2 - N_2 в газовой фазе с преобладанием азота над CO_2 , вплоть до полного отсутствия углекислоты (см. табл. 3). Во ФВ II и III типов иногда диагностированы мелкие непрозрачные фазы рудного минерала.

ФВ I типа (существенно-газовые) (см. рис. 9, а) часто локализованы совместно с ФВ II и III типов (газово-жидкими и кристалло-флюидными), что, вероятно, свидетельствует о гетерогенном состоянии флюидной системы в момент захвата включений [Коваленкер и др., 2011; Прокофьев и др., 2012; Николаев и др., 2014], и относятся к первичным или первично-вторичным включениям. По данным рамановской спектроскопии, флюидные включения I типа имеют $\text{CO}_2 \pm \text{N}_2$ состав газовой фазы (см. табл. 3). Таким образом, за рудоносность ранней золоторудной минеральной ассоциации (1) на Лугоканском месторождении отвечали флюиды, содержащие в растворе хлориды Na, K, Fe, Mg, и в газовой фазе которых присутствуют CO_2 и N_2 .

В кварце с рудной минерализацией (2) было выявлено наличие ФВ трех типов. В отличие от ФВ кварца ранней золоторудной минеральной ассоциации (1), для первичных ФВ II типа золото-полиметаллической минерализации (см. рис. 9, з) характерны сравнительно низкие температуры гомогенизации (в жидкую фазу) — 225—290 °C (см. табл. 2). Температура эвтектики газовой-жидких включений составляет –27...–25 °C, температура плавления льда отвечает диапазону –18.5...–7.7 °C. Таким образом, концентрация солей в растворе ФВ II варьирует от 11.4 до 21.5 мас. % NaCl-экв. (см. рис. 10), солевой состав растворов отвечает смеси хлоридов Na и Fe [Борисенко, 1982]. Первичные ФВ III типа (см. рис. 9, д) гомогенизируются (в жидкую фазу) при температурах 250—270 °C, температура растворения твердой фазы (галита) составляет 240—255 °C, что отвечает концентрации солей в растворе 35—36 мас. % NaCl-экв. (см. табл. 2). Согласно рамановской спектроскопии газовой-жидкие (II тип) и кристалло-флюидные (III тип) включения в газовой фазе содержат CO_2 . Температура гомогенизации CO_2 (в газовую фазу) газовой-жидких включений составляет интервал –56...–51 °C, что соответствует плотности $\text{CO}_2 \approx 0.017 \text{ г/см}^3$ и оценкам давления в 650—750 бар.

Золото-висмутовая минеральная ассоциация наблюдалась в кварц-карбонатных прожилках (с висмутином, тетрадимитом, цумоитом, ингодитом и самородным золотом III) (3) в скарнах, а также в кварц-карбонат-адуляровых прожилках с гессенитом и кобеллитом (4), заполняющих зоны дробления в известняках. Кварц-карбонатные прожилки (3) содержат преимущественно первичные двухфазные газовой-жидкие включения. Первичные ФВ II типа в кварце (см. рис. 9, ж) характеризуются средними температурами гомогенизации (в жидкую фазу) 200—295 °C, а первичные ФВ II в кальците 230—330 °C (см. табл. 2). Температуры эвтектики газовой-жидких включений в кварце и карбонате составляют –38...–36 °C; диапазоны температур плавления льда –4.5...–1.5 °C и –3.8...–2.4 °C соответственно, что отвечает низкой концентрации солей растворов от 2.5 до 7.1 мас. % NaCl-экв. (см. рис. 10); состав растворов отвечает смеси хлоридов Na, K, Mg, Fe (см. табл. 2). Совместно с включениями II типа в кальците локализованы существенно-газовые и трехфазные ФВ (с кубиком галита) (см. рис. 9, е), что может свидетельствовать о гетерогенном захвате флюида, как отмечено ранее. Спектроскопия комбинационного рассеяния показала наличие газовой CO_2 во ФВ II типа (см. табл. 3). Криотермометрические исследования данных образцов затруднились, при сильном охлаждении или нагревании кристаллы кальцита достаточно часто растрескивались по плоскостям спайности.

Для ФВ II типа кварц-карбонат-адуляровых прожилков (4) характерны температуры гомогенизации (в жидкую фазу) 170—220 °C и температуры плавления льда –8...–4(–2) °C, значения содержания солей соответственно 3.3—11.7 мас. % NaCl-экв. (см. табл. 2, рис. 10). Редко отмечаются газовой-жидкие ФВ, содержащие непрозрачный игольчатый рудный минерал (см. рис. 9, з).

Таблица 3. Результаты рамановской спектроскопии состава газовой фазы включений в минералах Лугоканского месторождения

Тип минерализации	Минерал-хозяин	Тип ФВ	Вид ФВ	CO ₂	N ₂	H ₂ O
				об. %		
1	Кварц	I	П	85.4	14.6	Следы
		»	»	100	н.о	»
		II	»	76	24	»
		»	»	79.3	20.7	»
		»	»	74	26	»
		»	ПВ	100	н.о	»
		»	»	100	»	»
		»	»	100	»	»
		»	»	100	»	»
		»	»	100	»	»
		»	»	100	»	»
		III	П	14	86	»
		»	»	н.о	100	»
2	Кварц	I	П	100	н.о	Следы
		II	»	100	»	»
		»	»	100	»	»
		III	П	100	»	»
		»	»	100	»	»
		»	»	100	»	»
		»	»	100	»	»
3	Кварц	II	П	100	Следы	Следы
		»	»	100	»	»
4	Кварц	II	П	100	Следы	Следы
		»	»	100	»	»
		»	»	н.о	»	100
		»	»	»	»	100

Примечание. Присутствие газов CH₄, NH₃, H₂S не установлено.

Вторичные включения исследуемых минеральных ассоциаций представлены газовой-жидкими и существенно-газовыми флюидами с различными вариациями CO_{2,г} и водяного пара в составе газовой фазы. Термобарогеохимические исследования вторичных включений осложнены мелкими размерами включений. Температуры декрипитации поздних флюидных включений составляют диапазон 50—85 °С, что не позволяет получить достоверную информацию о параметрах вторичных гидротермальных и метасоматических процессов преобразования рудных парагенезисов на Лугоканском месторождении.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Важной проблемой генезиса золоторудных месторождений Восточного Забайкалья является определение возраста золотого оруденения, что является основой его корреляции с магматизмом и анализа металлогении золота Восточного Забайкалья. В обзорной работе по металлогении Центральной Азии [Goldfarb et al., 2014] Лугоканское месторождение отнесено к раннемеловому возрасту. По другим данным, возраст гидротермалитов Лугоканского месторождения (правда, определенных К-Аг методом) составляет 157—132 млн лет [Сазонов, 1978]. Проведенные нами исследования возраста К-содержащих минералов синрудных парагенезисов ⁴⁰Ar/³⁹Ar по методике ступенчатого прогрева, подробно описанной ранее [Травин и др., 2009], показали, что формирование золотого оруденения в пределах Лугоканского рудного узла происходило в позднеюрское время: возраст ранней золото-пирит-халькопирит-арсенипиритовой минеральной ассоциации составляет 160 ± 2 млн лет; возраст золото-висмутовой — 155.9 ± ± 4.5 млн лет [Redin et al., 2015]. Полученные возрастные спектры, представленные на рис. 11, могут интерпретироваться как ненарушенные и слабонарушенные. Во всех спектрах выделяется плато, соот-

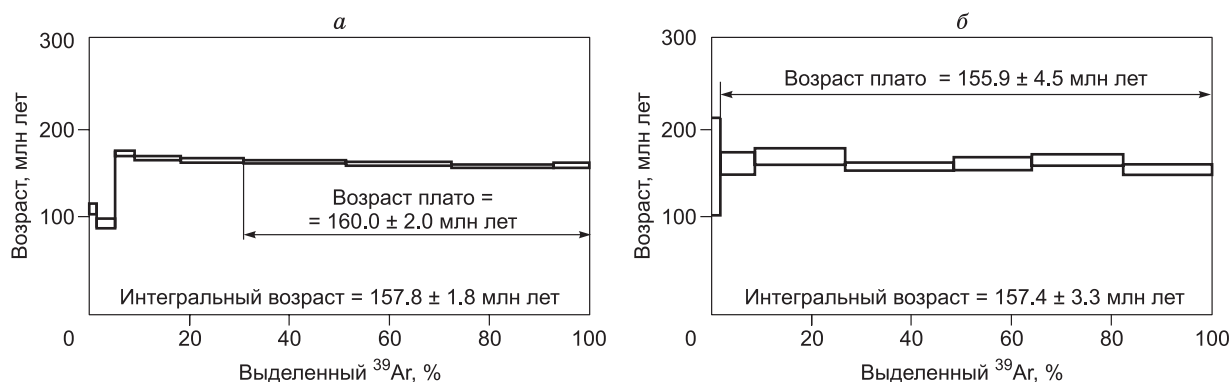


Рис. 11. Ar-Ar возрастные плато:

a — флогопит; *б* — адуляр [Redin et al., 2015].

ветствующее предложенным критериям [Fleck et al., 1977]. Полученные данные о возрасте гранодиорит-порфиров Лугоканского массива не противоречат полученному возрасту по флогопиту из флогопитовых скарнов с халькопиритом. Различие полученных возрастных плато не превышает значение $\delta = 2.7$ и, соответственно, не является значимым.

Изотопный состав серы достаточно однороден для большинства сульфидных минералов и варьирует в диапазоне от 2.5 до 6.6 ‰ (табл. 4).

Результаты исследования изотопного состава С и О приведены в табл. 4. Вмещающие известняки имеют значения $\delta^{13}\text{C} = 5.1, 6.0$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = 8.1, 10.1$ ‰. Для крупнокристаллического кальцита из перекристаллизованного известняка получен схожий показатель $\delta^{13}\text{C}$ (4.3 ‰), но резко отличный $\delta^{18}\text{O}$ (–1.0 ‰). Значения изотопных характеристик по углероду и кислороду карбоната минерализованных жил месторождения Лугоканское образуют две моды. Первая — с отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (–6.6... –4.6 ‰) и высокими показателями $\delta^{18}\text{O}$ (13.5–14.5 ‰) — относится к кварц-карбонатным образованиям с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и самородным золотом I. Вторая — с высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (2.7–3.4 ‰) и умеренными показателями $\delta^{18}\text{O}$ (6.4–6.8 ‰) — характерна для кварц-карбонатных прожилков с висмутином, тетрадимитом, цумоитом, ингодитом и самородным золотом III. Аномальные значения получены по изотопному составу кислорода для карбоната кварц-карбонат-адуляровых и кварц-карбонат-флюоритовых прожилков с гиссенитом и кобеллитом 0.1 и –2.3 ‰.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные новые геологические, петрографические, петрохимические, минералого-геохимические, изотопно-геохронологические и физико-химические данные позволяют рассмотреть вопрос о генезисе Лугоканского месторождения. Сопоставление полученных данных по Лугоканскому месторождению с другими золоторудными месторождениями, связанными с гранитоидным магматизмом IRGS, показало конвергентность главных параметров с месторождениями RPCG (reduced porphyry copper-gold deposit) и RIRGD (reduced intrusion-related gold deposit) (табл. 5).

Одним из главных факторов, влияющих на размещение и специфику золоторудной минерализации для золоторудных месторождений класса IRGS, являются химический состав магмы и степень ее окисления [Hart et al., 2000]. По своим петрохимическим и геохимическим характеристикам магматические образования шахтаминского комплекса, развитые на Лугоканском и Серебряном месторождениях, относятся к *I*-типу гранитоидов. Низкие отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (< 0.5), а также присутствие в аксессуориях ильменита (в меньшей степени магнетита) позволяют отнести магматические породы шахтаминского комплекса, проявленные на Лугоканском месторождении, к ильменитовой (восстановленной) серии, что совершенно не характерно для золото-медно-молибден-порфировых месторождений, которые пространственно и генетически связаны с окисленными интрузиями.

Как известно из опубликованной литературы, восстановительная среда сохраняется для скарнового и постскарновых гидротермально-метасоматических процессов, с которыми связывают промышленное золотое оруденение [Meinert et al., 2005]. На Лугоканском месторождении рудный процесс начался с внедрения гранодиорит-порфиров, вследствие чего образовывались оливиновые, пироксен-гранатовые, гранатовые, гранат-флогопитовые, флогопит-гранатовые и флогопитовые скарны с магнетитовой минерализацией. Хотя, как было сказано выше, с восстановленными интрузиями чаще всего связано

Таблица 4. Изотопный состав S, O и C в минералах руд Лугоканского месторождения

№ п/п	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Литературная ссылка
1	Пирит	2.5	н.о	н.о	[Redin et al., 2015]
2	Арсенопирит	3.0	»	»	»
3	Халькопирит	3.8	»	»	»
4	»	4.1	»	»	»
5	Висмутин	6.6	»	»	»
6	Арсенопирит	5.7	»	»	Авторские данные
7	Халькопирит	2.8	»	»	
8	Карбонат	н.о	5.1	8.1	
9	»	»	6	10.1	
10	»	»	4.3	-1.0	
11	»	»	-5.6	14.5	
12	»	»	-5.1	14.1	
13	»	»	2.7	6.4	
14	»	»	2.8	6.8	
15	»	»	-6.6	13.8	
16	»	»	3.4	0.1	
17	»	»	2.8	-2.3	»
18	»	»	-4.6	13.5	»

Примечание. 1 — вкрапленность в кварц-серицитовых прожилках зоны дробления в известняках; 2 — кварцевые прожилки в скарнах; 3 — вкрапленность в скарнах; 4 — вкрапленность в кварц-карбонатных прожилках в скарнах; 5 — вкрапленность в кварц-карбонатных прожилках и скарнах; 6 — кварцевые жилы и прожилки в зоне дробления по мраморизованным известнякам; 7 — вкрапленность в скарнах; 8, 9 — мраморизованный известняк; 10 — крупнокристаллический кальцит из перекристаллизованного известняка; 11 — кварц-карбонатные гнезда и прожилки с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и самородным золотом I в скарнах; 12 — карбонатные жилы с халькопиритом и пиритом в скарнах; 13 — кварц-карбонатные прожилки с висмутином, тетрадимитом и самородным золотом III в гранатовых скарнах; 14 — кварц-карбонатные прожилки с висмутином, тетрадимитом, цумоитом, ингодитом и самородным золотом III в гранатовых скарнах; 15 — кварц-карбонатные прожилки с арсенопиритом и халькопиритом в гранатовых скарнах; 16 — кварц-карбонат-адуляровые жилы с гиссенитом и кобеллитом; 17 — кварц-карбонат-флюоритовые прожилки и жилы с гиссенитом в брекчированном известняке; 18 — зона дробления кварц-кпш породы с пиритом, арсенопиритом и халькопиритом. н.о — параметр не определен.

формирование восстановленных скарнов ($Px \gg Grt$), в нашем случае формировались типичные окисленные скарны ($Grt \gg Px$) с магнетитовой минерализацией. Хорошо известно, что формирование окисленных или восстановленных скарнов связано не только с составом интрузии, но и с глубиной ее становления [Meinert et al., 2005]. Данная зависимость наглядно изображена на рис. 12, из которой видно, что окисленные скарны могут образоваться только в том случае, когда восстановленная интрузия формировалась на небольших глубинах. При этом условии могло происходить смешение магматического флюида с метеорными водами. Для золоторудных месторождений, связанных с восстановленными интрузиями, не типично наличие промышленной концентрации молибдена, что также установлено и для Лугоканского месторождения, где молибденит проявлен локально и не образует промышленных концентраций [Hart et al., 2000]. Наличие слабой молибденитовой минерализации на Лугоканском месторождении может быть объяснено изначальной обогащенностью гранитоидов шахтаминского комплекса гранитофильными и редкими элементами (B, F, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W, Mo, Nb, Ta, Th, U) [Козлов, 2011].

Другой характерной чертой для золоторудных месторождений, связанных с восстановленными интрузиями, является пространственное положение рудных тел относительно плутона. Как уже было сказано выше, золоторудная минерализация на Лугоканском месторождении главным образом приурочена к скарновым образованиям и в меньшей степени к карбонатным породам и гранодиорит-порфирам Лугоканского массива. Большинству рудных тел свойственно субсогласное залегание с контактами интрузива. Приуроченность рудных тел к скарновым образованиям, а также их пластообразная, линзо- и жилообразная морфология характерны для месторождений, локализованных в пределах интрузий или в непосредственной близости от них (скарновых), которые авторы работы [Hart et al., 2000] отнесли к первой и второй категориям.

Некоторые особенности минерального состава руд Лугоканского месторождения отличают их от типичных золоторудных месторождений, связанных с восстановленными интрузиями (RIRGD): сравни-

Таблица 5. Сравнительный анализ диагностических признаков Лугоканского месторождения и золоторудных месторождений RIRGS и RPCG

Диагностические признаки	RIRGS [Hart, 2007]	RPCG [Rowins, 2000]	Лугоканское месторождение
Эталонные объекты	Форт Нокс (Аляска), Даблин Галч, Шеелит Доум, Клиа Крик (Золоторудный пояс Томбстоун, Юкон)	Майл Хилл (Австралия), Сан Антонио (Мексика), Маделейн (Квебек), Медный Каньон (Невада)	Лугоканское месторождение (Восточное Забайкалье)
Геодинамическая обстановка формирования	Коллизия, постколлизийное растяжение	Зоны субдукции	Завершение коллизии
Магматизм	Гранитоиды <i>I</i> -типа, реже <i>S</i> -типа, по составу гранит-монцит-гранодиорит; восстановленные, металаюминиевые (иногда пералаюминиевые)	Гранитоиды <i>I</i> -типа с порфировой структурой восстановленные, от диоритовых порфириров до кварцевых гранит-порфириров	Гранитоиды <i>I</i> -типа, с порфировой структурой, восстановленные, по составу гранодиорит-гранит, металаюминиевые
Геологическая (структурная) позиция	Приуроченность месторождений к крупным тектоническим зонам	Зоны пересечения глубинных разломов	К узлу пересечения региональных глубинных разломов Урово-Джалирского и Будомканского
Структурно-морфологический тип оруденения	В пределах интрузии жилы разлистования, реже штокверково-жильные рудные тела; в непосредственной близости скарны, минерализованные брекчии, жилы и вкрапленные рудные тела; на удалении до нескольких километров от плутона гидротермальные брекчии, кварц-сульфидные жилы, Au-Ag жилы	Штокверково-жильные рудные тела, жилы разлистования в пределах массива	Пласто-, линзо- и жильобразные рудные тела
Минеральный состав	Пирротин, халькопирит, арсенопирит, минералы Bi-Te-Sb-Pb-Au, галенит, сфалерит, самородное Au	Пирит, пирротин, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, минералы W, самородное Au; нет гематита, магнетита, сульфатных минералов, но много гипогенного пирротина	Пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, магнетит, минералы Bi, сфалерит, галенит, блеклые руды, самородное Au
Геохимия	Основные компоненты: Bi, Te, As; второстепенные компоненты: Sb, Pb, Zn, Ag; содержание Au имеет прямую корреляцию с содержаниями Bi и Te; высокие содержания Cu не характерны	Основные компоненты: Au, Ag, Cu; второстепенные: Mo, Pb, Zn, W	Основные компоненты: Au, Ag, Cu; второстепенные: As, Bi, Pb, Sb
Условия формирования	Флюид обогащен CO ₂ , примесь CH ₄ , H ₂ S и N ₂ , от слабо- до среднесоленого (до 12 мас. % NaCl-экв.), по солево-составу – хлоридный, температуры 200—600°C, давление 0.5—30.0 кбар	Богатый CO ₂ водно-хлоридный флюид с постоянной примесью CH ₄ ; температуры 150—600 °C (250—450 °C), давление 0.5—2.0 кбар	Флюид обогащен CO ₂ , примесь N ₂ , концентрация солей от 5 до 19 мас. % NaCl-экв., по солево-составу хлоридный, температуры 170—390 °C, давление 0.7—1.5 кбар
Время формирования	Мезозой (средний мел для Западной Канады и Восточной Аляски)	Мезозой, кайнозой	Мезозой (поздняя юра)

тельно большое количество халькопирита в ранней золоторудной ассоциации, слабое развитие вольфрамовой минерализации. Это может быть объяснено тем, что оруденение связано с восстановленными гранитоидами *I*-типа, которые содержат значительно большие количества меди и золота, чем гранитоиды *S*-типа. Как показано в [Burnham, Ohmoto, 1980], магмы *S*-типа содержат всего лишь около 10 % серы, присутствующей в гранитоидах *I*-типа, и являются частичными расплавами метаосадочных источников, содержащих гораздо меньшие исходные количества Cu и Au. Характерной чертой для золоторудных месторождений, связанных с восстановленными гранитоидами, является тесная взаимосвязь самородного золота с минералами висмута, что и установлено для Лугоканского месторождения.

Исследования флюидных включений рудоносного кварца и карбоната Лугоканского месторождения выявили постепенное снижение температуры гомогенизации рудоносного флюида по мере смены

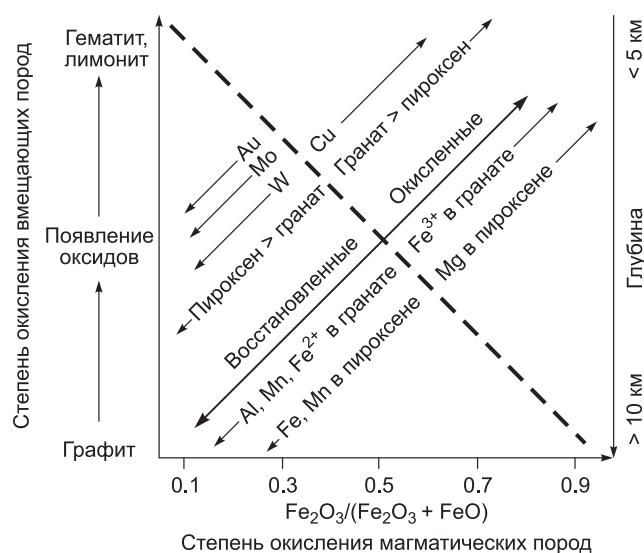


Рис. 12. Степень окисления скарновых месторождений в зависимости от особенностей plutона и вмещающих пород [Meinert et al., 2005].

Степень окисления магматических пород определяется отношением $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$. Другими показателями степени окисления plutона являются наличие оксидов (например, ильменит, магнетит, гематит) и содержание железа в темноватых минералах, таких как пироксен, амфибол и биотит. Степень окисления вмещающих пород оценивается избытком углерода (например, графит), сульфидами (пирротин, пирит) и оксидами (ильменит, магнетит, гематит). Приближительная оценка глубин образования: близповерхностные условия (небольшая глубина) < 5 км и глубинные > 10 км.

могенизации для ФВ кварц-карбонат-адуляровых прожилков, несущих позднюю золото-висмутовую минерализацию и находящихся за пределами эндоконтакта Лугоканского массива. Кроме того, наблюдается снижение солёности рудоносных флюидов от ~19 мас. % NaCl-экв. на ранних стадиях развития рудной гидротермальной системы до ~5 мас. % NaCl-экв. на поздних. Понижение температуры и концентрации флюида предполагает разбавление первичного раствора метеорными водами в процессе его эволюции. Это не противоречит рассчитанным оценкам давления минералообразования (1500—650 бар), соответствующим гипабиссальным условиям формирования. Полученные температуры эвтектики говорят о сложном составе солевого раствора, который содержит хлориды Na, K, Fe и Mg. Рамановская спектроскопия показала присутствие диоксида углерода в газовой фазе ФВ всех минеральных ассоциаций. Кроме того, наряду с CO_2 во флюиде присутствуют азот либо водяной пар. Полученные нами данные об условиях формирования руд месторождения: высокие температуры начала рудообразующего процесса, явление гетерогенизации флюида, наличие водно-хлоридных растворов с широким диапазоном концентраций NaCl, широкое распространение диоксида углерода в газовой фазе — являются характерными признаками, в том числе и для золоторудных месторождений RIRGD, которые образовывались на относительно небольшой глубине (<1.5 кбар) [Baker, Andrew, 1991; McCoy et al., 1997; Baker, Lang, 1999, 2001; Lang et al., 2000; Rombach, Newberry, 2001].

Исследования изотопного состава углерода и кислорода показали, что вмещающие известняки имеют значения $\delta^{13}\text{C}$, типичные для морских известняков (2—5 ‰ [Hoefs, 2015]), и пониженные $\delta^{18}\text{O}$. Данные величины указывают на то, породы подвергались интенсивным метаморфическим преобразованиям с участием магматического флюида [Bowman, 1998]. В процессе формирования жильного крупнокристаллического кальцита в перекристаллизованных известняках, вероятно, активное участие принимали метеорные воды, что и выразилось в значительном облегчении изотопного состава кислорода.

Относительно легкий изотопный состав углерода кварц-карбонатных прожилков с пиритом, арсениопиритом, халькопиритом и самородным золотом I, может объясняться присутствием прослоев углистых сланцев, которым свойственны резко отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ (≈ -25 ‰, по данным [Hoefs, 2015]) во вмещающих преимущественно карбонатных толщах. Несколько заниженные значения $\delta^{18}\text{O}$ относительно толщ известняков, для которых характерны $\delta^{18}\text{O} \approx 21\text{—}26$ ‰, вызваны взаимодействием с первичным флюидом, отделившимся от гранитной интрузии с индикаторными значениями $\delta^{18}\text{O} \approx 6\text{—}10$ ‰ [Hoefs, 2015].

Изотопные метки углерода кварц-карбонатных прожилков с висмутином, тетрадимитом, цумоитом, ингодитом, самородным золотом III, гиссенитом и кобеллитом показывают небольшие вариации, что указывает на единый источник углерода. Подобные показатели являются индикаторными для морских известняков. Облегчение изотопного состава кислорода относительно толщ известняков, скорее всего, вызвано интенсивным взаимодействием с магматическим флюидом. Резко заниженная величина $\delta^{18}\text{O}$ карбоната из кварц-карбонат-адуляровых и кварц-карбонат-флюоритовых прожилков с гиссенитом и кобеллитом может говорить об участии метеорных вод на завершающих этапах рудообразования. Подобное явление было отмечено в метаморфических породах Забайкалья [Избродин и др., 2014].

По результатам исследования изотопного состава серы сульфидных минералов Лугоканского месторождения установлен мантийно-коровый источник серы рудных минералов [Seal, 2006].

По современным представлениям, золоторудные месторождения, связанные с восстановленными интрузиями, чаще всего формируются в обстановках коллизии и последующей активизации в связи с более поздними событиями. С такой трактовкой хорошо согласуются полученные нами данные о возрасте оруденения и магматических образований, развитых в пределах рудного узла. Как известно, большинство крупных золоторудных месторождений в Восточном Забайкалье сформировались в средне-позднеюрское (в коллизионных обстановках) и раннемеловое (в рифтогенных обстановках) время [Zorin et al., 2001]. Проведенные нами исследования возраста К-содержащих минералов синрудных парагенезисов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ показали, что формирование золотого оруденения в пределах Лугоканского рудного узла происходило в позднеюрское время [Redin et al., 2015]. В это же время на исследуемой территории широко проявились магматические образования шахтаминского комплекса, возраст формирования которых отвечает финальному этапу коллизионного процесса [Берзина и др., 2013].

Приведенные выше данные, на наш взгляд, говорят в пользу отнесения Лугоканского месторождения к золоторудным месторождениям класса RIRGD. Нельзя не отметить, что по многим признакам, выявленным в ходе настоящего исследования, Лугоканское месторождение схоже с золоторудными месторождениями RPCG.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Лугоканское золото-медно-скарновое месторождение относится к золоторудным месторождениям класса RIRGD. Золотое оруденение приурочено главным образом к скарновым образованиям, в меньшей степени к карбонатным породам (подвергшимся интенсивной тектонической проработке). Сульфидные руды по отношению к рудовмещающим породам (скарнам) являются наложенными. На месторождении проявлены несколько разновидностей скарнов: оливиновые, пироксен-гранатовые, гранатовые, гранат-флогопитовые, флогопит-гранатовые и флогопитовые. Установлено, что основными продуктивными ассоциациями являются золото-пирит-халькопирит-арсенопиритовая и золото-висмутовая. Результаты исследования изотопного состава серы сульфидных минералов свидетельствует об эндогенном источнике серы рудных минералов. Проведенные нами исследования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста К-содержащих минералов синрудных парагенезисов показали, что формирование золотого оруденения в пределах Лугоканского рудного узла происходило в позднеюрское время. В это же время на исследуемой территории широко проявились магматические образования шахтаминского комплекса, возраст формирования которых отвечает финальному этапу коллизионного процесса. Полученные данные о возрасте оруденения и магматических пород шахтаминского комплекса в совокупности с прямыми геологическими наблюдениями говорят об их пространственно-временной и генетической связи. Эти выводы также подтверждаются данными исследования изотопного состава углерода и кислорода рудоносных жил. Магматические породы Лугоканского массива относятся к метаалюминиевым, высококалиевым, ильменитовым (восстановленным) гранитоидам I-типа. Изучение флюидных включений (методами криотермометрии и рамановской спектроскопии) показало, что по мере развития процесса минералообразования происходило постепенное уменьшение концентрации солей в составе рудообразующих флюидов, а также снижение их температур гомогенизации. На основании оптических наблюдений продемонстрировано гетерогенное состояние флюида на ранних стадиях минералообразования. Установлено изменение состава газовой фазы флюидных включений от преимущественно азотно-углекислотного к существенно-водному с примесью углекислоты по мере развития рудной системы ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \pm \text{N}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$). Комплекс проведенных исследований свидетельствует о магматической природе флюидов, а также об участии метеорных вод на поздних стадиях рудообразующего процесса.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0001, а также при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00253 гранта Министерства образования и науки РФ №14.Y26.31.0029 и неоценимой помощи руководства и геологов ООО «Востокгеология».

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов Б.Н. Условия формирования, минералого-геохимические особенности пород и руд Среднеголготайского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) // Изв. вузов. Геология и разведка, 2012, № 3, с. 79—82.

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В. Палеозойский толситовый магматизм в Кольской провинции: ареал, возраст, связь с щелочным магматизмом // ДАН, 2010, т. 430, № 5, с. 662—666.

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. Шахтаминская Мо-порфирировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (6), с. 764—786.

- Бессонов Н.Н.** Выделение молибден-медно-порфирового типа оруденения на территории Юго-Восточного Забайкалья // Вестн. Читинского государственного университета, 2009, т. 52, № 1, с. 12—19.
- Борисенко А.С.** Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М., Недра, 1982, с. 37—47.
- Гармаев Л.Б., Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г.** Золото-висмутное проявление Пограничное (Восточный Саян): состав и связь с магматизмом // Геология рудных месторождений, 2013, т. 55, № 6, с. 533—545.
- Горячев Н.А., Спиридонов А.М., Вах А.С., Гвоздев В.И., Будяк А.Е.** Монголо-Охотский орогенный пояс: структурный каркас, эндогенные события, специфика магматизма и металлогении // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование: материалы II Российско-Казахстанского международного совещания. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2014, с. 35—36.
- Зорина Л.Д.** Генетическая модель золоторудных месторождений в тектономагматических структурах центрального типа // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 2, с. 77—83.
- Избродин И.А., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф.** Изотопный состав кислорода и водорода в метаморфизованных высокоглиноземистых породах Юго-Западного Забайкалья // ДАН, 2014, т. 459, № 3, с. 352—356.
- Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Андреева О.В.** Минералогия и условия формирования золотоносного W-Мо-порфирового Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений, 2011, т. 53, № 2, с. 107—142.
- Коваль П.В.** Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1998, 492 с.
- Козлов В.Д.** Особенности редкоземельного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 676—689.
- Кормилицын В.С., Иванова А.А.** Полиметаллические месторождения Широкинского рудного поля и некоторые вопросы металлогении Восточного Забайкалья. М., Недра, 1968, 176 с.
- Мельников А.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П.** Золото-полиметаллическое месторождение Березитовое (Восточная Сибирь): основные минералогические особенности, возраст и связь с магматизмом // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 258—265.
- Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Бакшеев И.А., Читалин А.Ф., Марущенко Л.И., Калько И.А.** Первые данные о зональном распределении флюидных включений в рудообразующей системе золото-медно-порфирового месторождения Песчанка (Северо-Восток России) // ДАН, 2014, т. 459, № 6, с. 738—741.
- Николаева Л.А., Яблокова С.В.** Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геолого-разведочных работах // Руды и металлы, 2007, № 6, с. 41—57.
- Павлова Г.Г., Борисенко А.С., Крук Н.Н., Руднев С.Н.** Возраст серебро-сурьмяного оруденения Юго-Восточного Памира и его связь с магматизмом // Известия Сибирского отделения РАН. Секция наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений, 2010, т. 36, № 1, с. 60—67.
- Павлова Н.В., Тихомиров И.Н.** Шахтаминский комплекс // Интрузивные комплексы Забайкалья. М., Недра, 1964, с. 155—164.
- Петровская Н.В.** Самородное золото. М., Наука, 1973, 347 с.
- Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д., Куликова З.И., Мателъ Л.Н., Колпакова Н.Н., Ильина Г.Ф.** Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 6, с. 526—548.
- Прокофьев В.Ю., Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Уютнов К.В., Бянкин М.А.** Геохимические особенности рудообразующего флюида Au-Ag-эпитермального месторождения Купол (Северо-Восток России) // ДАН, 2012, т. 447, № 4, с. 433—436.
- Рамдор П.** Рудные минералы и их сростания. М., Изд-во иност. лит., 1962, 1119 с.
- Реддер Э.** Флюидные включения в минералах. М., Изд-во Мир, 1987, 632 с.
- Редин Ю.О., Козлова В.М.** Золото-висмут-теллуридная минерализация в рудах месторождения Серебряного // Тихоокеанская геология, 2014, т. 33, № 3, с. 39—52.
- Редин Ю.О., Калинин Ю.А., Неволько П.А., Кириллов М.В., Колпаков В.В.** Минеральные ассоциации и зональность оруденения Лугоканского рудного узла (Восточное Забайкалье) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2014, т. 18, № 2, с. 83—93.
- Савва Н.Е., Прейс В.К.** Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. М., Наука, 1990, 292 с.

- Сазонов В.Д.** Медно-порфировое оруденение в Забайкалье // Геология рудных месторождений, 1978, т. 20, № 2, с. 95—98.
- Сидоренко В.В.** Геология и петрология шахтаминского интрузивного комплекса. М., Изд-во АН СССР, 1961, 102 с.
- Сизых Вит.И., Сизых Вал.И.** Рудоносность постколлизийных структур Забайкалья // Постколлизийная эволюция подвижных поясов. Тезисы докладов Международной научной конференции. Екатеринбург, Изд-во УрО РАН, 2001, с. 175—178.
- Скурский М.Д.** Недра Забайкалья. Чита, ГЧТУ, 1996, 692 с.
- Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И., Проскуряков А.А., Скуридин В.А.** Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов) / Ред. В.А. Кузнецов. Новосибирск, Наука, 1977, 424 с.
- Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А.** Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск, Академ. изд-во «ГЕО», 2006, 291 с.
- Спиридонов Э.М.** Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты, Изд-во К & М, 2010, с. 143—171.
- Таусон Л.В.** Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология рудных месторождений, 1982, № 3, с. 3—14.
- Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д.** Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск, Наука, 1987, 202 с.
- Тимофеевский Д.А.** Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М., Недра, 1972, 260 с.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.** Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, № 11, с. 1181—1199.
- Baker E.M., Andrew A.S.** Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the gold-bearing breccia pipe at Kidston, Queensland, Australia // Econ. Geol., 1991, v. 86, p. 810—830.
- Baker T., Lang J.R.** Geochemistry of hydrothermal fluids associated with intrusion-hosted gold mineralization, Yukon Territory // Mineral deposits: processes to processing. Proceedings of the Fifth Biennial SGA Meeting and Tenth Quadrennial IA GOD Symposium, London, United Kingdom, 22—25 August 1999. Rotterdam, Balkema, 1999, p. 17—20.
- Baker T., Lang J.R.** Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, Tombstone-Tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada // Mineral. Deposita, 2001, v. 36, p. 563—582.
- Bakke A.A.** The Fort Knox «porphyry» gold deposit — Structurally controlled stockwork and shear quartz vein, sulphide-poor mineralization hosted by Late Cretaceous pluton, east-central Alaska // Porphyry deposits of Northwestern Cordillera of North America / Ed. T.A. Schroeter. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 1995, Spec. v. 46, p. 795—802.
- Bierlein F.P., McKnight S.** Possible intrusion-related gold systems in the western Lachlan Orogen, southeast Australia // Econ. Geol., 2005, v. 100, p. 385—398.
- Bowman J.R.** Stable isotope systematics of skarns // Mineralized intrusion-related skarn systems / Ed. D.R. Lentz. Mineralogical Association of Canada Short Course, 1998, v. 26, p. 99—145.
- Burnham C.W., Ohmoto H.** Late-stage processes of felsic magmatism // Mining Geol., 1980, Spec. № 8, p. 1—11.
- Ewart A., Taylor S.R.** Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zealand. Phenocryst data // Contr. Miner. Petrol., 1969, v. 22, p. 127—146.
- Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.** Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta., 1977, v. 41, p. 15—32.
- Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F.** Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Res., 2014, v. 25, № 1, p. 48—102.
- Grill J.B.** Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin, Springer-Verlag, 1981, 392 p.
- Hart C.J.R.** Reduced intrusion-related gold systems // Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Spec. Publ. № 5, 2007, p. 95—112.
- Hart C.J.R., Baker T., Burke M.** New exploration concepts for country-rock-hosted, intrusion-related gold systems: Tintina gold belt in Yukon // The Tintina gold belt: concepts, exploration and discoveries. British Columbia and Yukon Chamber of Mines, 2000, Spec. v. 2, p. 145—172.

Hart C.J.R., Goldfarb R.J., Lewis L.L., Mair J.L. The Northern Cordilleran mid-Cretaceous plutonic province: ilmenite/magnetite-series granitoids and intrusion-related mineralization // *Resour. Geol.*, 2004, v. 54, № 3, p. 253—280.

Hedenquist J.W., Lowenstern J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits // *Nature*, 1994, v. 370, p. 519—527.

Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Springer, 2015, 286 p.

Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining Geol.*, 1977, v. 27, p. 293—305.

Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K. An exploration model for intrusion-related gold systems // *Soc. Econ. Geol.*, 2000, Newsletter 40, p. 1—15.

Mair J.L. Tectonic setting, magmatism and magmatic-hydrothermal systems at Scheelite Dome, Tombstone Gold Belt, Yukon: Critical constraints on intrusion-related gold-systems. Unpublished PhD thesis, The University of Western Australia, Perth, 2004, 348 p.

Maloof T.L., Baker T., Thompson J.F.H. The Dublin Gulch intrusion-hosted gold deposit, Tombstone plutonic suite, Yukon Territory, Canada // *Mineral. Deposita*, 2001, v. 36, p. 583—593.

Marsh E.E., Goldfarb R.J., Hart C.J.R., Johnson C.A. Geology and geochemistry of the Clear Creek intrusion-related gold occurrences, Tintina Gold Province, Yukon, Canada // *Can. J. Earth Sci.*, 2003, v. 40, p. 681—699.

McCoy D., Newberry R.J., Layer P., DiMarchi J.J., Bakke A., Masterman J.S., Minehane D.L. Plutonic-related gold deposits of interior Alaska // *Econ. Geol.*, 1997, Monograph 9, p. 191—241.

Meinert L.D., Dipple G.N., Nicolescu S. World skarn deposit // *Econ. Geol.*, 100th anniversary volume, 2005, p. 299—33.

Nie F.J., Jiang S.H., Liu Y. Intrusion-related gold deposits of North China craton, People's Republic of China // *Resour. Geol.*, 2004, v. 54, № 3, p. 299—324.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contr. Miner. Petrol.*, 1976, v. 58, № 1, p. 63—81.

Pirajno F. Hydrothermal processes and mineral systems. Berlin, Springer, 2009, 1250 p.

Redin Yu.O., Dultsev V.F., Nevolko P.A. Gold-bismuth mineralization of the Lugokan ore field (Eastern Transbaikalia): Age, mineral composition and relationship with magmatism // *Ore Geol. Rev.*, 2015, v. 70, p. 228—240.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, 1989, v. 22, № 4, p. 247—263.

Rombach C.S., Newberry R.J. Genesis and mineralization of the Shotgun deposit, southwestern Alaska // *Mineral. Deposita*, 2001, v. 36, p. 607—621.

Rowins S.M. Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme // *Geology*, 2000, v. 28, p. 491—494.

Seal II R.R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // *Rev. Miner. Geochem.*, 2006, v. 61, № 1, p. 633—677.

Sillitoe R.H. Intrusion-related gold deposits // *Gold metallogeny and exploration*. Glasgow, Blackie & Son Ltd., 1991, p. 165—209.

Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // *Mineral. Deposita*, 1999, v. 34, p. 323—334.

Zorin Yu.A., Zorina L.D., Spiridonov A.M., Rutshtein I.G. Geodynamic setting of gold deposits in Eastern and Central Trans-Baikal (Chita Region, Russia) // *Ore Geol. Rev.*, 2001, v. 17, p. 215—232.

*Рекомендована к печати 25 декабря 2018 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию 2 июня 2018 г.,
после доработки — 12 декабря 2018 г.*