

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ РУД ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЕБЕДИНОЕ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ РАДОСТНОЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АДДАН, РОССИЯ)

М.Г. Добровольская, М.В. Разин, В.Ю. Прокофьев

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), Москва, dobro1931@mail.ru*

На месторождении Лебединое и рудопроявлении Радостное, расположенных на докембрийском Адданском щите Сибирской платформы, описаны редкие рудные минералы, изученные с применением современных аналитических методов: самородное золото, электрум, самородный висмут, тетрадимит, айкинит, алтаит, лиллианит, бурсаит, висмутсодержащие блёклые руды. Приводятся новые данные о пространственно-временных соотношениях минеральных парагенезисов, стадиях минерализации и распределении золота в залежах, сформированных в различных геологических условиях.

В статье 4 таблицы, 9 рисунков, список литературы из 35 названий.

Ключевые слова: месторождение Лебединое, рудопроявление Радостное, самородное золото, самородный висмут, тетрадимит, айкинит, лиллианит, бурсаит, висмутсодержащие блёклые руды, парагенезис.

Центральный Аддан — уникальный золото-урановый район (Бойцов, Пилипенко, 1998; Ветлужский и др., 2002; Казанский, 2004). Район привлекал внимание многих исследователей: геологов, петрографов, минералогов, геохимиков. Изучению минерального состава руд месторождения Лебединое посвящены статьи Н.В. Петровской, А.К. Фасталовича, Н.С. Игумновой (Фасталович, Петровская, 1940; Петровская, 1941; Петровская и др., 1952; Игумнова и др., 1981, Игумнова, 1986).

В последние годы, несмотря на то, что отдельные месторождения отработаны, в районе научные и поисковые исследования продолжаются. Рассматривается формационная и генетическая типизация месторождений (Дворник, 2012), расширяются геохимические исследования месторождений лебединского типа (Ворошилов и др., 2004), детально изучается минеральный состав первичных руд и зоны окисления (Ненашева, 2009; Ненашева и др., 2010, 2011).

В настоящей статье авторы дополняют сведения о минеральном составе руд, парагенетическом анализе рудообразования в трех отработанных залежах — Зверевская, Ореховая, Водоносная — на месторождении Лебединое. Попутно изучены образцы рудных отвалов рудопроявления Радостное.

### Краткие сведения о геологии Лебединого рудного поля

Лебединое рудное поле является одним из центров интенсивной рудно-магматической

деятельности. В строении рудного поля участвуют архейские метаморфические породы, представляющие нижний структурный этаж, и кембрийские карбонатные породы, относящиеся к верхнему структурному этажу. Карбонатные толщи прорваны юрско-меловыми субщелочными интрузиями. На площади рудного поля находятся Лебединое, Колтыконское, Самолазовское месторождения и рудопроявление Радостное. Оруденение связано пространственно-временными взаимоотношениями с интрузивным мезозойским комплексом Центрального Адданского района (Билибин, 1941; Силин, Угрюмов, 1972).

Контроль оруденения зависит от тектонической структуры рудного поля, которая оформилась до и в период мезозойской активизации. Существенную роль играли вертикальные и наклонные тектонические нарушения в сочетании с характерными для района субгоризонтальными тектонически ослабленными зонами (Абрамов, 1995).

Рудные тела представлены крутопадающими жилами или сближенными в пространстве прожилками, горизонтальными метасоматическими залежами, участками прожилково-вкрапленного оруденения. Главные рудные тела Лебединого месторождения: залежи Водоносная, Ореховая, Таежная, Черная, Магистральная, Зверевская. Мощности жил колеблются от 0.2 до 1.5–2 м, мощности залежей составляют 0.8–6.0 м и более. Выделяются три системы трещин, к которым приурочены рудные тела (СВ 20–40°, СЗ 310–320°, ССЗ 345–355°).

## Минеральный состав руд Лебединого месторождения и Радостного рудопроявления

Первые сведения о минеральном составе руд и ассоциациях Лебединого месторождения известны, как упоминалось выше, из работ А.И. Фасталовича и Н.В. Петровской (Фасталович, Петровская, 1940; Петровская, 1941; Петровская и др., 1952). В процессе эксплуатации месторождения не велось систематических наблюдений за изменением состава и строения руд, за особенностями распределения золота в различных минеральных ассоциациях и в разных рудных залежах. Большинство известных рудных тел на месторождении полностью или частично окислено. Первичные сульфидные руды сохранились лишь в отдельных залежах или в виде реликтов среди окисленных руд. По данным Н.В. Петровской (1941), в составе первичных руд преобладает пирит, присутствует халькопирит, а в отдельных жилах — гематит, реже встречаются галенит, сфалерит, пирротин, галенобисмутит, тетраэдрит, золото, борнит, кобальтин, сульванит. Гипергенные минералы представлены гидроксидами железа, ярзитом, купритом, халькозином, ковеллином, малахитом, азурином, церусситом, гипсом, мелантеритом. Позже список минералов был значительно расширен: описаны шеелит, магнетит, самородный висмут, калиевая слюдка, хлорит, сидерит, киноварь, фрейбергит, фаматинит, буланжерит, самородное серебро, калаверит, гессит, минералы-включения в рудах — тремолит, флюорит, адуляр, рутил, турмалин, молибденит, апатит, сванбергит (Петровская и др., 1952).

Минеральный состав и типы руд Лебединого месторождения изучала Н.С. Игумнова с соавторами (Игумнова и др., 1981; Игумнова, 1986). Авторы выделили 4 типа руд: тремолит-магнетит-пирротин-халькопиритовый, карбонат-пиритовый, кварц-галенит-халькопиритовый, кварц-гематитовый. В составе кварц-галенит-халькопиритового типа авторы указывают: пирит, халькопирит, галенит, Те-содержащие блёклые руды, иногда киноварь (Игумнова и др., 1981). Химический состав блёклых руд описан позже (Игумнова, 1986).

Детальному исследованию минералов месторождения посвящены работы С.Н. Ненашевой (Ненашева, 2009; Ненашева и др., 2010, 2011). Ею описаны разнообразие по составу блёклые руды, указаны бурнонит, теллуриды — гессит, петцит, алтаит, установлены минералы полисоматической серии халькозина —

дигенит, анилит, спионкопит, ярроуит, и другие малоизвестные минералы — байлдонит, клинотиролит, страшмирит, леогангит.

Исследователи в 40–80-е годы прошлого столетия дали описание минерального состава руд для месторождения в целом. Исключение представляет статья С.Н. Ненашевой с соавторами (2010), в которой указано, что изучались образцы А.И. Фасталовича, собранные им в 1941 году в отвалах шурфа № 7 залежи Орочонской.

Изучение руд залежей Ореховая, Водоносная, Зверевская на месторождении Лебединое, а также образцов рудопроявления Радостное показало, что минеральный состав меняется в зависимости от геолого-структурной обстановки, в которой они формировались, состава и физико-химических параметров рудообразующих растворов. В целом, минеральный состав руд соответствует описанному ранее, но имеются некоторые различия, в частности, в степени распространенности отдельных минералов в разных залежах, а также в химическом составе блёклой руды. Кроме того, среди редких минералов обнаружены самородное золото, пробность которого колеблется от 720 до 940, электрум, самородный висмут, тетрадимит, айкинит, алтаит, единичные находки арсенопирита и молибденита. В образцах рудопроявления Радостное встречены минералы лиллианитового семейства — лиллианит, бурсаит.

Рудные тела сложены различными минеральными комплексами. Так, в отработанной Зверевской залежи в скарнах развит гранат-диопсид-магнетитовый комплекс с пиритом и пирротином. Залежи Ореховая и Таёжная, локализованные в доломитах, сложены кварц-тремолит-сульфидным минеральным комплексом, возникшим в результате метасоматических процессов, характерных для Лебединого месторождения. В этом комплексе среди сульфидов встречаются пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит. В залежи Водоносной представлен кварц-карбонат-золото-висмут-сульфидный минеральный комплекс.

## Минеральные парагенезисы и последовательность минералообразования

Минеральные ассоциации и парагенезисы в золоторудных месторождениях неоднократно освещались в литературе Н.В. Петровской (Петровская, 1967; Петровская, Новгородова, 1982). В рудах месторождения Лебединое описаны семь минеральных ассоциа-

ций, однако подчеркивалось, что, как правило, ассоциации разобщены в пространстве и лишь в отдельных случаях частично совмещены в пределах одного рудного тела.

Для выделения минеральных парагенетических ассоциаций авторы использовали текстурно-структурный анализ минеральных агрегатов, особенности сростаний минералов, признаки перекристаллизации, переотложения, внутрирудный метаморфизм (Петровская, 1970; Добровольская, Шаддун, 1974; Петровская, 1977).

**Текстуры и структуры руд.** В скарнах (залежь Зверевская) распространены массивные, пятнистые и вкрапленные текстуры, в приконтактных частях четко выражены полосчатые и пятнисто-полосчатые текстуры. В жильных и метасоматических рудных телах наряду с прожилковыми и брекчиевыми текстурами развиты текстуры пересечения (залежи Ореховая и Водоносная). Микроскопическое изучение показало, что в зависимости от типа рудных тел структуры минеральных агрегатов различаются: в скарнах распространены обычные разнозернистые сростания минералов с включениями ассоциирующих минералов; в метасоматических и жильных телах наблюдаются разнообразные структуры: замещения, коррозионные, пересечения, регенерации, метаколлоидные и другие.

На основании текстурно-структурного анализа выделены минеральные парагенезисы, развитие которых в рудных телах происходило последовательно и, как отмечалось ранее Н.В. Петровской (1967), в мине-

ральном и количественном выражении неодинаково.

Скарновый процесс предшествовал рудообразованию. Под воздействием гидротермальных растворов происходили изменения скарнов, метасоматоз широко проявлен в рудных залежах Зверевская, Таёжная, Ореховая.

**Тремолит-пирротин-пирит-магнетитовый** парагенезис выделен в скарнах и метасоматических залежах. В этом парагенезисе среди магнетита встречается самородное золото в виде включений, размер которых до 0.05 мм (рис. 1а). Факт нахождения золота в раннем парагенезисе указывает на более широкое его распространение в рудах. Границы сростаний пирротина и магнетита неровные, рудные минералы содержат включения граната, диоксида, тремолита. Пирит в виде обособлений наблюдается среди магнетита и пирротина. В метасоматических залежах в небольших количествах присутствует халькопирит.

Следующий парагенезис — **тремолит-кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовый** — встречается в метасоматических залежах. В этом парагенезисе преобладает халькопирит, тремолит и кварц, в подчиненном количестве присутствуют сфалерит и пирит, локально встречаются в небольшом количестве магнетит и пирротин. В пирротине были обнаружены единичные выделения самородного золота (рис. 1б), минералы  $Bi$  и  $Te$ , относящиеся к позднему парагенезису. Рудные минералы образуют сростания с тремолитом, кварцем,

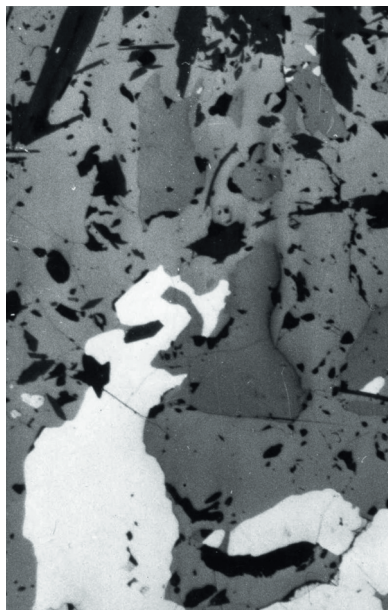
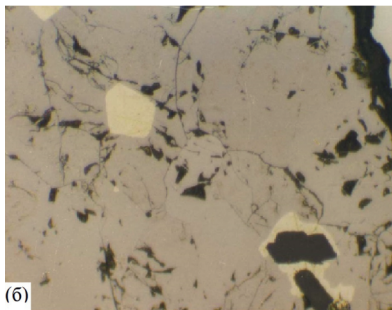
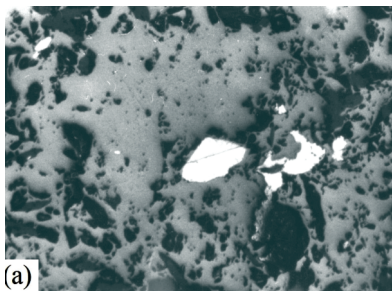


Рис. 1. Формы выделения самородного золота в рудах Лебединого месторождения: а — золото (белое) среди магнетита (серое) и нерудных минералов (черное), залежь Зверевская, тремолит-пирротин-пирит-магнетитовый парагенезис; б — включения золотин (наиболее светлое) в пирротине (светло-серое), внизу снимка — каймы золота вокруг кварца (черное), залежь Ореховая, тремолит-кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовый парагенезис. Полированные шлифы.  $\times 160$ .

Рис. 2. Магнетит (серое) в сростаниях со сфалеритом (темно-серое) и тремолитом (черное). Метакристалл пирита (белое) — более поздний. Залежь Ореховая, тремолит-кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовый парагенезис. Полированный шлиф.  $\times 100$ .

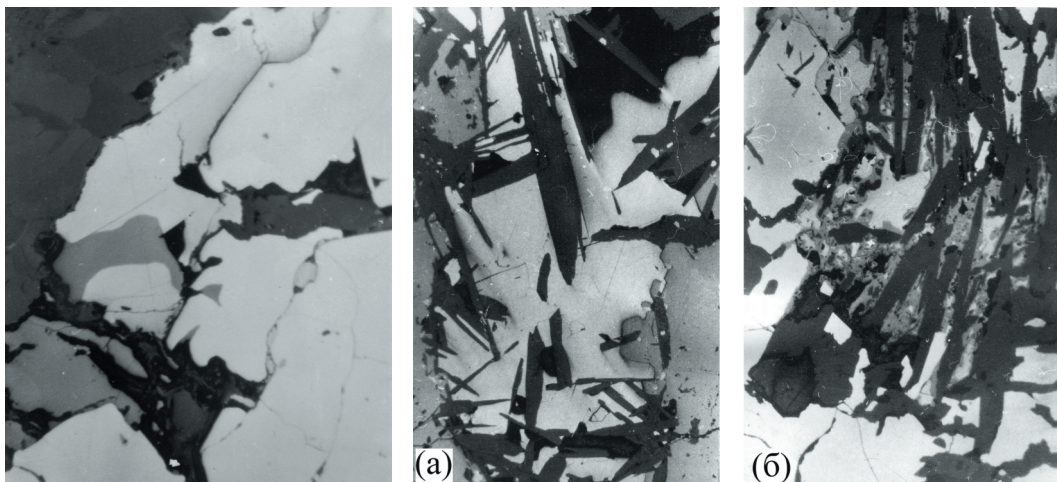


Рис. 3. Замещение пирита (наиболее светлое) сфалеритом (серое) и халькопиритом (светло-серое), образующими сростания с кварцем и тремолитом (темно-серое). Залежь Ореховая, тремолит-кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовый парагенезис. Полированный шлиф.  $\times 100$ .

Рис. 4. Сростания тремолита и сульфидов в рудах залежи Водоносной: а — кристаллы поздней генерации тремолита (темно-серое) секут и замещают пирит (наиболее светлое), сфалерит (серое), халькопирит (светло-серое) и развиваются по границам их зерен; б — тремолит (наиболее темное) сетчат и замещает кварц-карбонат-магнетит-пиритовые агрегаты одноименного позднего парагенезиса. Полированный шлиф.  $\times 100$ .

замещают и выполняют промежутки между их зернами и кристаллами, содержат включения нерудных минералов. Магнетит, более ранний по отношению к пириту, образует с ним сростания. Пирит в этом парагенезисе замещает магнетит, образуя коррозионные границы и скелетные формы выделения (рис. 2). Метакристаллы переотложенного пирита наблюдаются среди халькопирит-сфалеритового агрегата. В то же время эти агрегаты замещают ранний пирит и нарастают на него (рис. 3). Границы сростаний позднего пирита со сфалеритом обычно ровные.

Особое место в рудном процессе занимает **кварц-карбонат-магнетит-пиритовый** парагенезис, который позволяет более определенно говорить о соотношениях ранее образованных минеральных агрегатов с более поздними. Парагенезис распространен во всех залежах, но степень его развития различная. Примечательно, что в этом парагенезисе новые генерации тремолита секут сульфидные и сульфидно-магнетитовые агрегаты (рис. 4). Ранний тремолит образует сростания со сфалеритом и галенитом.

Магнетит поздней генерации встречается в виде мелких зерен и кайм (рис. 5), развивающихся по границам зерен ранних сульфидов: пирита, пирротина, сфалерита и халькопирита. По-видимому, в это же время происходила дисульфидизация пирротина. Пирротин замещается пирит-марказитовыми агрегатами, образующими прожилки и овоиды,

среди которых сохраняются реликты пирротина.

Кварц-карбонат-магнетит-пиритовый парагенезис предшествовал образованию последующих парагенезисов в обстановке повышенной щелочности и температуры. Под воздействием поздних гидротермальных растворов появляются признаки переотложения ранних минералов: пирита, магнетита, халькопирита, кварца, тремолита. В этом парагенезисе встречались редкие пластины молибденита.

**Кварц-кальцит-сфалерит-борнит-халькопиритовый** парагенезис развит на флангах метасоматических залежей Ореховая и Водоносная. Его образованию предшествовали локальные тектонические подвижки, возникали трещины, по которым поступали новые порции гидротермального раствора. Пирит, магнетит, кварц подвергались дроблению и катаклазу. Сфалерит, халькопирит, блёкляя руда, карбонат замещали деформированные агрегаты, образуя каймы обрастания и прожилковые выделения. Кварц и пирит здесь часто встречаются в виде новообразованных метакристаллов.

Завершает рудный процесс **полиминеральный** парагенезис, в составе которого преобладают галенит, блёкляя руда, представленные относительно крупными выделениями (до 0.1–0.3 мм), прожилками или изометричными зернами. Реже встречаются пирит, халькопирит. Жильные минералы — кварц и

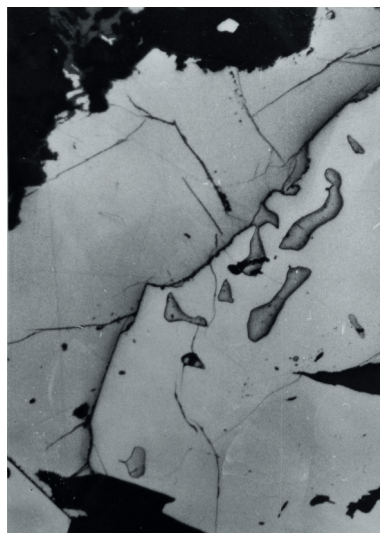


Рис. 5. Каймы позднего магнетита (серое) вокруг кристаллов пирита (светлое справа сверху) и халькопирита (светлое внизу). В халькопирите видны пятна блёклой руды (светло-серое). Залежь Ореховая, кварц-карбонат-магнетит-пиритовый парагенезис. Полированный шлиф.  $\times 100$ .

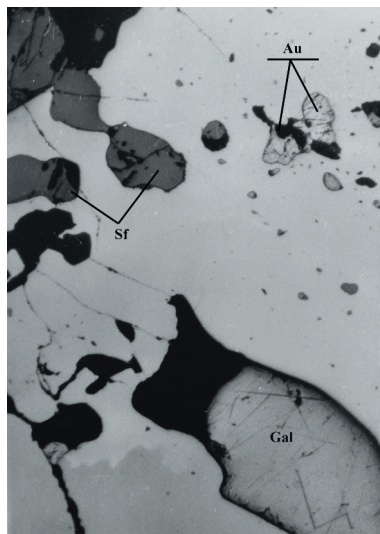
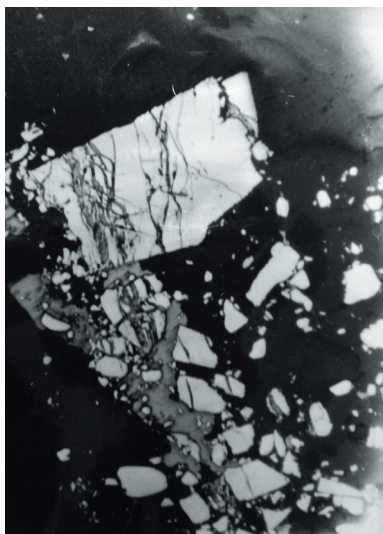


Рис. 6. Замещение галенита (светло-серое) поздним пиритом (светлое). В пирите видны реликтовые включения галенита, черное — кварц. Залежь Ореховая, пирит-халькопирит-блёкорудно-галенитовый (полиминеральный) парагенезис. Полированный шлиф.  $\times 100$ .

Рис. 7. Соотношения минералов ранних и поздних парагенезисов: обломки пирита (белое) с прожилками и цементом блёклой руды (серое) среди кварца (черное). Залежь Водоносная, поздний пирит-халькопирит-блёкорудно-галенитовый (полиминеральный) парагенезис. Полированный шлиф.  $\times 100$ .

Рис. 8. Включения кварца (темно-серое), галенита (Gal), сфалерита (Sf) и самородного золота (Au) в пирите (наиболее светлое). Залежь Водоносная, полиминеральный парагенезис. Полированный шлиф.  $\times 200$ .

кальцит. Пирит замещает галенит, о чем свидетельствуют коррозионные границы и наличие захваченных включений галенита в пирите (рис. 6). Характерная особенность парагенезиса заключается в том, что в нем присутствуют редкие минералы: самородное золото и висмут, алтаит ( $PbTe$ ), айкинит ( $PbCuBiS_3$ ), тетрадимит ( $Bi_2Te_2S$ ), образующие мелкие выделения размером от 10 до 100 мкм. Блёклая руда в сростаниях с халькопиритом замещает сфалерит, цементирует и корродирует ранний раздробленный пирит (рис. 7), нарастает на его зерна. Айкинит, алтаит, тетрадимит, самородные висмут и золото обычно встречаются в виде включений в пирите, блёклой руде, образующей сростания с халькопиритом, галените (рис. 8). Ag-содержащий алтаит де-

тально описан в статье С.Н. Ненашевой с соавторами (Ненашева и др., 2011) в Ороchonской залежи. В залежи Водоносной алтаит не содержит Ag, но в нем присутствуют Bi — 4.51 мас.%, небольшие количества Cu — 0.34 мас.% и Sb — 0.28 мас.% (табл. 1).

Часто минералы Bi и Te находятся в сростаниях с Bi-содержащей блёклой рудой, которая цементирует раздробленные зерна пирита, или в виде включений присутствуют в халькопирите. Самородный висмут иногда образует относительно крупные выделения в блёклой руде, редко встречается в сростаниях с тетрадимитом, который в виде кайм нарастает на него.

Химический состав блёклой руды и редких минералов изучался с помощью микро-

Таблица 1. Микрорентгеновые анализы рудных минералов (мас.%) из залежи Водоносной

№ ан.	Ag	Pb	Zn	Cu	Fe	As	Sb	Bi	S	Te	Сумма
1	0.26	н.о.	3.18	40.35	4.46	16.16	0.56	9.66	25.94	0.00	100.57
2	0.00	н.о.	2.56	40.20	4.56	18.3	0.47	7.52	26.63	0.00	100.24
3	0.24	н.о.	2.32	41.38	5.29	19.21	0.89	3.17	27.38	0.13	100.01
4	0.17	н.о.	0.76	42.27	7.04	20.57	0.21	0.29	28.13	0.10	99.54
5	0.02	31.79	0.41	14.59	0.54	1.94	0.21	32.67	17.35	0.00	99.52
6	0.03	0.00	0.03	0.18	0.03	0.00	0.33	58.13	4.59	35.44	98.76
7	0.03	0.61	0.02	0.08	0.00	0.00	0.25	58.85	4.55	34.66	99.05
8	0.00	1.04	0.12	1.26	1.85	0.00	0.00	94.75	0.00	0.00	99.02
9	0.00	58.24	0.00	0.34	0.10	0.00	0.28	4.51	0.00	35.32	98.79

Примечание. Ан.: 1–4 – блёкляя руда, 5 – айкинит, 6, 7 – тетрадимит, 8 – самородный висмут, 9 – алтаит. Условия анализа здесь и в таблице 3: микроанализатор Camebax SX-50, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 20 нА; аналитические линии элементов:  $CuK\alpha$ ,  $FeK\alpha$ ,  $SK\alpha$  – ( $CuFeS_2$ );  $ZnK\alpha$ ,  $AgL\alpha$ ,  $AuL\alpha$ ,  $SbL\alpha$ ,  $BiL\alpha$ ,  $TeL\alpha$ . – металлы;  $PbM\alpha$  ( $PbS$ ),  $AsL\alpha$  ( $NiAs$ ); н.о. – элемент не определялся. Аналитик: В.В. Хангулов (ИГЕМ РАН).

зонда. Результаты анализа (табл. 1, 2) показали, что блёкляя руда по составу отвечает теннантиту с содержанием As до 20.6 мас.%, Bi – до 9.7 мас.% и Te – до 0.13 мас.%. Максимальное содержание Sb – 0.89 мас.%. Таким образом, изученные образцы блёклой руды по химическому составу соответствуют ряду теннантит-аннивит и Bi-содержащему теннантиту (Мозгова, Цепин, 1983). Корреляция Bi с другими полуметаллами отсутствует, проявлена прямая зависимость между содержанием Bi и Zn, что согласуется с эмпирической закономерностью, описанной в работе Н.Н. Мозговой и А.И. Цепина (1983).

Состав блёклой руды в Водоносной залежи отличается от состава ранее изученных минералов этой группы в рудах Лебединового месторождения (Игумнова, 1986; Ненашева, 2009; Ненашева и др., 2010). Блёкляе руды в статье Н.С. Игумновой (1986) рассматриваются как новый изоморфный ряд теннантит – годдфилдит – аннивит. Блёкляе руды, изученные С.Н. Ненашевой и соавторами, в основном сурьмяные, состав их представляет широкий спектр и зависит от ассоциации. Встречаются Zn-содержащие тетраэдриты (зандбергериты), годдфилдит-тетраэдрит-теннантиты и годдфилдит-теннантит-тетраэдриты. В некоторых анализах обнаружены в небольших количествах Te, Bi, Ge. Следует также заметить, что во всех анализах блёклой руды, за исключением теннантита, присутствует Ag от 0.16 до 5.40 мас.% (Ненашева и др., 2010).

Несмотря на мелкие размеры выделений редких минералов – самородного висмута, тетрадимита, алтаита и айкинита, удалось получить их химический состав (табл. 1). Присутствие примеси Pb, Cu, Fe в анализе самородного висмута объясняется захватом основных элементов матрицы. Состав тетради-

мита близок к теоретическому (Минералы, 1960). В одном анализе присутствует примесь Pb – 0.61 мас.%. Айкинит содержит примеси Zn, Fe, As. Попытки рассчитать формулы айкинита и алтаита вскрыли погрешности микрорентгенового анализа из-за микронных выделений этих минеральных фаз. Многочисленные примеси в них захвачены из окружающих минералов. Поэтому не столь корректны анализы. Но содержания главных элементов и их соотношения допускают отнести эти минеральные фазы к алтаиту и айкиниту.

Параллельно с рудами Лебединового месторождения изучались образцы из отвалов рудопроявления Радостное, находящегося в том же рудном поле (Мельников и др., 2007). Образцы оказались сходными с рудами Ореховой и Водоносной залежей. Минеральный комплекс, в состав которого входили пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, самородное золото и висмутовые минералы, был изучен микроскопически. Пирит, относящийся к раннему парагенезису, представлен достаточно крупными (до 0.5 см), раздробленными и трещиноватыми кристаллами кубического габитуса. В нем часто наблюдаются каплевидные и более сложные по форме включения сфалерита, халькопирита, галенита, самород-

Таблица 2. Пересчет анализов блёклой руды (табл. 1) на формулы

№ан.в табл.1	Формулы (расчет на сумму атомов 29)	$\Delta$ ,%
1	$(Cu_{10.00}Ag_{0.04})_{10.04}(Fe_{1.26}Zn_{0.77})_{2.03}(As_{3.43}Bi_{0.72}Sb_{0.04})_{4.19}S_{12.74}$	4.4
2	$Cu_{9.82}(Fe_{1.27}Zn_{0.61})_{1.88}(As_{3.83}Bi_{0.53}Sb_{0.03})_{4.41}S_{12.89}$	3.8
3	$(Cu_{9.83}Ag_{0.03})_{9.88}(Fe_{1.43}Zn_{0.54})_{1.97}(As_{3.92}Bi_{0.23}Sb_{0.07})_{4.22}S_{12.92}Te_{0.02}$	2.3
4	$Cu_{9.84}(Fe_{1.86}Zn_{0.17})_{2.03}(As_{4.09}Bi_{0.02}Sb_{0.02})_{4.13}S_{12.97}Te_{0.01}$	1.2

Примечание. Пирит-халькопирит-блёклорудно-галенитовый (полиминеральный) парагенезис, залежь Водоносная.  $\Delta$  – электронейтральность формулы.

Таблица 3. Микронзондовые анализы минералов (мас.%) рудопроявления Радостное

№ ан.	Sb	Ag	Bi	Pb	S	Au	Fe	Cu	Сумма	Минерал
1	0.00	0.00	0.00	0.00	35.63	0.00	30.37	34.35	100.35	Халькопирит
2	0.00	11.44	0.00	0.00	0.69	88.56	0.68	0.09	101.46	Самородное Au
3	0.00	33.59	0.00	0.00	1.09	61.74	0.20	0.00	96.62	»
4	0.00	30.18	0.63	0.00	0.08	67.85	0.09	0.00	98.83	»
5	0.00	27.28	0.38	0.00	0.04	71.48	0.04	0.03	99.25	»
6	0.00	38.19	0.57	0.31	0.03	61.61	0.83	0.00	101.54	»
7	0.00	31.87	0.34	0.23	0.08	66.72	0.07	0.05	99.36	»
8	0.00	0.42	96.98	0.00	0.00	0.00	1.34	0.00	98.74	Самородный Bi
9	0.00	0.00	97.43	0.00	0.00	0.00	1.93	0.00	99.36	»
10	0.00	0.00	99.28	0.00	0.00	0.58	1.24	0.29	101.39	»
11	0.00	1.49	1.01	84.63	12.34	0.00	0.70	0.00	100.17	Галенит
12	0.00	1.74	0.71	83.88	12.43	0.00	0.95	0.17	99.88	»
13	0.05	3.64	33.09	44.93	15.83	0.06	0.22	0.14	97.96	Лиллианит
14	0.06	3.16	33.03	46.04	15.69	0.15	0.18	0.11	98.42	»
15	0.07	4.80	39.35	35.44	16.27	0.00	0.72	0.14	96.79	Бурсаит (?)
16	0.12	5.83	42.03	35.44	16.96	0.04	1.48	0.18	102.08	»
17	0.08	2.01	41.78	35.36	16.91	0.00	0.19	2.74	99.07	»

Примечание. Аналитики В.В. Хангулов, А.В.Мохов (ИГЕМ РАН).

Таблица 4. Пересчет анализов сульфосолей (табл. 3) на формулы

№ ан.	Формулы (расчет на сумму атомов)	$\Delta$ ,%	Минерал	Теоретич. формула
в табл. 3				
13	$(Pb_{2.61}Ag_{0.41}Cu_{0.03}Fe_{0.05})_{3.10}Bi_{1.95}S_{5.95}$	2.4	Лиллианит	$Pb_3Bi_2S_6$
14	$(Pb_{2.70}Ag_{0.36}Cu_{0.02}Fe_{0.04})_{3.12}(Bi_{1.92}Sb_{0.01})_{1.93}S_{5.95}$	2.1		
15	$(Pb_{3.68}Ag_{0.96}Cu_{0.04}Fe_{0.28})_{4.96}(Bi_{4.06}Sb_{0.02})_{4.06}S_{10.95}$	3.3	Бурсаит (?)	$Pb_3Bi_4S_{11}$
16	$(Pb_{3.48}Ag_{1.01}Cu_{0.06}Fe_{0.54})_{5.18}(Bi_{4.06}Sb_{0.02})_{4.10}S_{10.74}$	0.1		
17	$(Pb_{3.54}Ag_{0.39}Cu^{2+}_{0.90}Fe_{0.07})_{4.90}(Bi_{4.15}Sb_{0.01})_{4.16}S_{10.94}$	0.0		

Примечание. Пересчет анализов выполнен С.Н. Ненашевой.  $\Delta$  – электронейтральность формулы.

ного золота и висмута. Встречаются полиминеральные сростания редких минералов, размер зерен которых редко превышает 0.05 мм. Эти минералы характерны для позднего парагенезиса.

Халькопирит образует крупные (до 0.4 см) ксеноморфные выделения, часто содержащие округлые включения сфалерита (размером до 0.1 мм). Самородный висмут встречается в сростаниях с Ag-Bi-содержащим галенитом и представлен мелкими выделениями неправильной формы (до 0.03 мм).

Микронзондовые анализы минералов приведены в таблице 3. Результаты анализов показали, что пирит и халькопирит не содержат примесей. В галените обнаружено Ag (1.49–1.74 мас.%) и Fe (0.70–0.95 мас.%). Самородный висмут также содержит примеси Fe (1.24–1.93 мас.%), в одном анализе установлено 0.42 мас.% Ag. Химический состав самородного золота неоднороден. Из 6 анализов только один (табл. 3, ан. 2) имеет высокое со-

держание Au – 88.56 мас.% и до 11.44 мас.% Ag. Остальные золотины неоднородны по составу. Основная примесь – Ag, содержание которого варьирует от 27.28 до 38.19 мас.%, что соответствует химическому составу электрума (Минералы, 1960). В четырех анализах обнаружены примеси Bi от 0.34 до 0.63 мас.%, в двух – примеси Pb (табл. 3, ан. 6, 7). При изучении химического состава сульфидов в позднем полиминеральном парагенезисе рудопроявления Радостное были обнаружены минералы лиллианитового семейства с неоднородным составом. Все анализы минералов семейства лиллианита содержат существенную примесь Ag – от 2.01 до 5.83 мас.% (табл. 3, ан. 13–17). Пересчет двух анализов на формулу (табл. 3, ан. 13, 14) отвечает лиллианиту. Анализы 15, 16, 17 (табл. 3, 4), пересчитанные С.Н. Ненашевой, позволяют говорить о существовании в системе Ag-Cu-Pb-Bi-S минеральной фазы, соответствующей, вероятно, бурсаиту, содержащему серебро и медь.

Минералы	Стадии рудообразования				
	Тремолит-кварц-магнетит-сульфидная		Кварц-карбонат-магнетит-сульфидная		
	Минеральные парагенезисы				
	Тремолит-пирротин-пирит-магнетитовый	Тремолит-кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовый	Кварц-карбонат-магнетит-пиритовый	Кварц-кальцит-сфалерит-борнит-халькопиритовый	Пирит-халькопирит-блеклая руда-галенитовый
Тремолит	=====	=====	-----	-----	-----
Кварц	=====	=====	-----	-----	-----
Кальцит	-----	-----	-----	-----	-----
Магнетит	=====	=====	-----	-----	-----
Пирротин	=====	-----	-----	-----	-----
Пирит	=====	=====	-----	-----	-----
Сфалерит	-----	=====	-----	-----	-----
Халькопирит	-----	=====	-----	-----	-----
Борнит	-----	-----	-----	-----	-----
Галенит	-----	-----	-----	-----	-----
Блеклая руда	-----	-----	-----	-----	-----
Лилланит	-----	-----	-----	-----	-----
Самородный висмут	-----	-----	-----	-----	-----
Самородное золото	-----	-----	-----	-----	-----
Тетрадимит	-----	-----	-----	-----	-----
Алтанг	-----	-----	-----	-----	-----
Айкинит	-----	-----	-----	-----	-----

Рис. 9. Схема последовательности рудообразования на месторождении Лебедино.

### Стадии минералообразования

Многие исследователи отмечали, что оруденение на территории Центрального Алдана связано с интрузивным мезозойским комплексом щелочных пород и развивалось в разных структурах. Наши данные подтвердили, что в одних структурах происходило образование контактовых гранат-диопсид-магнетитовых скарнов и их сульфидизация (залежь Зверевская), в других — формировались типичные для Лебедино месторождения кварц-тремолит-сульфидные и кварц-карбонат-сульфидные рудные тела (залежи Ореховая и Водоносная), обогащенные золотом и редкими минералами. На основании анализа минеральных парагенезисов и распределения их в пространстве авторы попытались представить обобщенную схему последовательности минералообразования и проследить историю и условия формирования руд на месторождении.

Гидротермальный процесс начался с изменения скарнов и образования метасоматических рудных тел. Растворы первой **тремолит-кварц-сульфидной** стадии (рис. 9) были обогащены железом и содержали небольшое количество меди и цинка. В эту стадию последовательно отлагались два парагенезиса: тремолит-магнетитовый с пиритом и пирротином и тремолит-кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовый. Образование второго парагенезиса сопровождалось признаками

замещения магнетита I, пирита I и пирротина I. Тремолит находился в сростаниях с сульфидами. Местами среди магнетита встречались реликты граната, диопсида, кварца, редко гематита. Гидротермальные растворы были кислыми, к концу стадии — нейтральными или слабощелочными.

Образованию минеральных парагенезисов второй полиминеральной стадии (**кварц-карбонат-магнетит-сульфидной**) предшествовали тектонические подвижки, ранние минералы были частично раздроблены, катаклазированы. Под действием поздних растворов происходило образование новых генераций магнетита, пирита и других сульфидов, тремолита. Минеральные агрегаты второй стадии проявлены главным образом на флангах залежей или в жильных рудных телах. В рудах широко развиты признаки замещения ранних минералов поздними. В эту стадию отлагались три парагенезиса, отличающиеся по минеральному составу и условиям их кристаллизации. Новые порции растворов привели к образованию нового кварц-карбонат-магнетит-пиритового парагенезиса на границе первой и второй стадий. В этих условиях происходила дисульфидизация пирротина, что свидетельствует о повышенном давлении сероводорода. Пирротин замещался пиритом или марказитом, образующими сростания с магнетитом, сидеритом. А.Г. Бетехтин (1953) на примере уральских колчеданных месторождений показал, что



при еще более высоком давлении сероводорода первоначально выкристаллизовавшийся пирит в случае повышения концентрации кислорода замещается магнетитом. Эти условия привели в конце первой и начале второй стадии к образованию новых генераций пирита и магнетита.

Образование следующих парагенезисов происходило в условиях повышенной щелочности, о чем свидетельствуют увеличение содержания кальцита и появление новых генераций кварца в виде метакристаллов. Третий парагенезис второй стадии существенно отличается по минеральному и элементному составу от предыдущих. Главными минералами в нем являются галенит и блёкляя руда. С этим парагенезисом связано образование тетрадимита, айкинита, алтаита, лиллианита, самородных золота и висмута, бурсаита, содержащего серебро. Для многих золоторудных месторождений минеральный парагенезис, обогащенный  $\text{V}$ ,  $\text{Te}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Sb}$ , является типоморфным (Петровская, 1967, 1977; Kovalenker *et al.*, 1993; и др.).

Завершают гидротермальный процесс прожилки кварца, кальцита, анкерита, без сульфидов или содержащие вкрапления пирита, часто окисленного. Эти прожилки секут минеральные агрегаты первой и второй стадий. К самому позднему периоду минералообразования Н.В. Петровская (Фасталович, Петровская, 1940) относил кварц-гематитовые жилы.

Таким образом, формирование руд месторождения Лебедино происходило многостадийно и пульсационно. При изучении геохимической зональности месторождений лебединского типа ранее отмечалось, что дифференциация химических элементов обусловлена многостадийностью гидротермального процесса и зональным отложением его продуктов (Ворошилов и др., 2004). По мнению исследователей, лебединские руды формировались в зоне растекания растворов, на фоне пульсирующего режима их поступления. Изучение минеральных парагенезисов подтвердило этот тезис и показало, что их последовательное образование связано с циклами рудного процесса. Каждый цикл (стадия) начинается с кристаллизации минералов в кислотных (либо нейтральных) условиях и заканчивается в щелочных условиях. Полученные данные согласуются с результатами изучения изменений кислотности-щелочности растворов при формировании золоторудных месторождений (Петровская, Новгородова, 1982). Такая же закономерность отмечалась в свинцово-цинковых

и оловянных месторождениях (Добровольская, Шадрин, 1974; Добровольская, Заозёрная, 1987; Добровольская, 2002).

### Условия формирования руд Лебедино месторождения

Особый интерес к условиям формирования Лебедино месторождения объясняется трудностями определения его формационной принадлежности и генезиса. Решить этот вопрос авторы попытались с помощью данных Т-Р параметров рудообразования, стабильных изотопов серы в сульфидах, а также углерода и кислорода в карбонатах.

Ранее изотопный состав серы в сульфидах Лебедино месторождения изучала И.А. Загрузина с соавторами (Загрузина и др., 1983). По их данным, средний изотопный состав серы сульфидов, отобранных из первичных руд (от  $-0.8$  до  $+3.4\%$ ), близок к метеоритному стандарту.

Даже ограниченное количество определенных позволило охарактеризовать изменение значений изотопов серы в разные стадии минералообразования. Все значения  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах — положительные. В пирите величины  $\delta^{34}\text{S}$  варьируют от  $+5.85\%$  в парагенезисе с пирротином и халькопиритом (начало первой стадии) до  $+2.15\%$  из позднего пирит-магнетитового парагенезиса. В раннем парагенезисе значения  $\delta^{34}\text{S}$  в пирите меняются в узких пределах. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  ( $+6.03\%$ ,  $+8.07\%$ ) определены в халькопирите из парагенезиса с блёклой рудой, золотом самородным и висмутсодержащими минералами (вторая стадия минерализации). В галените этой же стадии величина  $\delta^{34}\text{S}$  составляет  $+4.05\%$ . Величины изотопов серы в сульфидах разных стадий указывают на существенную роль в рудном процессе серы магматического происхождения. Об этом свидетельствует и фракционирование  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах в пределах  $2-6\%$  (Ohmoto, Rye, 1979). Образование сульфидов при температурах  $350-200^\circ\text{C}$  происходило в таких условиях  $\text{pH-fO}_2$ , при которых  $\text{H}_2\text{S}$  была доминирующей формой серы (Ohmoto, Rye, 1979).

Причиной изменения режима серы могла быть более окислительная обстановка в начальный период рудного процесса (Добровольская и др., 1990). Рудоносные растворы второй стадии проходили по рудоконтролирующим структурам на флангах месторождения, практически в доломитовой толще. В связи с этим нельзя исключать частичную ассимиляцию серы вмещающих карбонатных пород.

Изотопный состав кислорода и углерода определен в двух образцах мраморизованных известняков и пяти образцах карбонатов из разных минеральных образований Лебединогo месторождения. Величина  $\delta^{18}\text{O}$  варьирует незначительно: от +18.2 до +21.2‰. На 2–3 промилле значения выше в анкерите из карбонат-сульфидных жил и перекристаллизованном кальците из окварцованного известняка. Полученные данные выше значений, характерных для месторождений метасоматического типа (обычно от +5 до -13‰). Широкие колебания изотопного состава кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$  от +5 до +25‰) свойственны водам, участвующим в процессах регионального метаморфизма (Taylor, 1979). Автор объясняет это тем, что метаморфизованные осадочные и магматические породы в значительной степени сохраняют свой изначальный изотопный состав кислорода в процессе метаморфизма. Сланцы и известняки обогащаются изотопом кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$  от +15 до +35‰). Возможно, в рудном процессе участвовало определенное количество воды, связанной с региональным метаморфизмом.

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  (колебания  $\delta^{13}\text{C}$  от -9.76 до -12.80‰) определены в тех же образцах, что  $\delta^{18}\text{O}$ . Фракционирование изотопов соответствует значениям  $\delta^{13}\text{C}$ , установленным в ряде месторождений метасоматического типа (Ohmoto, Rye, 1979). В некоторых месторождениях наблюдается тенденция роста значений  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатов к поздним стадиям минерализации (Добровольская, 2010). Это объясняется падением температур, уменьшением отношения  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$  во флюидах и/или возрастающим поступлением  $\text{CO}_2$  из других источников (Ohmoto, Rye, 1979; Ohmoto, 1986). В месторождении Лебединое поступление  $\text{CO}_2$ , вероятнее всего, было связано с воздействием гидротермальных растворов на осадочные карбонатные породы.

Температуры формирования Лебединогo месторождения определялись ранее, в частности, Г.П. Дворник (2012) полагает, что лебединский подтип месторождений формировался при  $T = 280 - 130^\circ\text{C}$  и  $P = 800 - 250$  бар.

Несмотря на небольшое количество образцов, пригодных для изучения флюидных включений, ранее (Прокофьев и др., 2001) были получены широкие интервалы температур и давлений рудообразования, характеризующие физико-химические параметры формирования тремолит-кварц-сульфидных руд Лебединогo месторождения. В настоящей статье авторы попытались, используя полученные результаты, найти различия в условиях

формирования руд в конкретных рудных залежах.

Флюидные включения изучались в тремолите первой стадии (залежь Ореховая) и в кварце разных парагенезисов первой и второй стадий (залежи Ореховая и Водоносная). Результаты исследований показали, что температуры гомогенизации флюидных включений в минералах меняются от ранней стадии к более поздним. В залежи Ореховой температуры гомогенизации ( $T_{\text{гом}}$ ) флюидных включений в тремолите  $342 - 316^\circ\text{C}$ , в кварце в одном парагенезисе с тремолитом –  $321^\circ\text{C}$ , концентрация солей от 2.6 до 6.9 мас.% экв. NaCl.  $T_{\text{гом}}$  включений в более поздних генерациях кварца снижается:  $284 - 223^\circ\text{C}$  и  $195 - 157^\circ\text{C}$ , концентрация солей меняется от 9.6 до 19.1 мас.% экв. NaCl. Давление –  $570 - 440$  бар.

К неожиданным результатам привело изучение флюидных включений в кварце рудных образцов залежи Водоносная. В одном образце кварца  $T_{\text{гом}}$  флюидных включений –  $500 - 484^\circ\text{C}$ , давление –  $2040 - 1260$  бар, концентрация солей от 32.2 до 35 мас.% экв. NaCl. Значения  $T_{\text{гом}}$  включений более поздних генераций кварца близки к таковым для кварца в рудных образцах залежи Ореховой, однако значения давлений существенно меняются: от 450 до 3180 бар. Высокие концентрация солей (46.9–51.5 мас.% экв. NaCl) получены при  $T_{\text{гом}}$   $186 - 162^\circ\text{C}$  и давлении  $2250 - 2130$  бар. В других образцах при  $T_{\text{гом}}$   $339 - 310^\circ\text{C}$ ,  $231^\circ\text{C}$ ,  $177 - 136^\circ\text{C}$  и падении давления ( $1530 - 640$  бар) концентрация солей падает и соответственно составляет 10.9–6.2, 9.2 и 1.2–0.5 мас.% экв. NaCl.

Высокотемпературные включения, вероятно, относятся к периоду скарнообразования, что усиливает аргументацию в пользу связи гидротермального процесса с магматизмом. При этом высокие давления рудообразующих флюидов могут свидетельствовать о значительной глубине источника. В ряде случаев наблюдается уменьшение концентрации солей с падением температур гомогенизации и давления, но существуют и обратные соотношения, когда с падением температуры гомогенизации и давления концентрации солей в растворе увеличиваются. Большой диапазон вариаций в концентрациях солей может быть обусловлен наличием двух источников рудообразующих флюидов: с одним связаны разбавленные растворы, а с другим – рассолы, концентрация солей в которых уменьшается с падением давления. Полученные данные указывают на участие глубинных источников рудоносных флюидов,

причем смешение растворов разной природы в зоне рудоотложения связано с падением давления и хорошо согласуется с явлениями гетерогенизации флюида.

## Выводы

В рудах золоторудного месторождения Лебединое (залежи Зверевская, Ореховая, Водоносная) обнаружены самородное золото, айкинит, алтаит, тетрадимит, самородный висмут и Bi-содержащий теннантит. В образцах рудопроявления Радостное присутствуют самородное золото, впервые для Лебединого рудного поля найдены электрум, лиллианит, серебросодержащий бурсайт (возможно, новая минеральная фаза в системе Ag-Cu-Pb-Bi-S). Перечисленные минералы слагают полиминеральный парагенезис поздней стадии. Золото распределено в рудах неравномерно, накопление в разной степени происходило в скарнах, кварц-тремолит-сульфидных залежах, кварц-карбонатных и кварц-гематитовых жилах. В поздней стадии минералообразования золото геохимически тесно связано с Cu, Pb, Bi, Ag, Te, As.

Состав минеральных парагенезисов и закономерности их распределения в залежах Зверевская, Ореховая, Водоносная Лебединого месторождения позволили определить их пространственно-временные соотношения и представить схему стадийности минералообразования, которая отражает прерывистый и циклический характер гидротермального процесса.

Различия в минеральном составе залежей определяются геолого-структурными факторами, составом, концентрацией, температурой и давлением гидротермальных растворов, что отразилось на стадиях и геохимической зональности рудоотложения. Физико-химические параметры указывают на гетерогенность рудоносных растворов, на связь их с магматизмом, глубиной формирования очагов и разными источниками рудообразующих растворов, что не позволяет отнести Лебединое месторождение к среднетемпературному и малоглубинному типу. Месторождение является сложным по генезису и формационной принадлежности.

Авторы выражают глубокую благодарность Е.А. Борисовой за конструктивные замечания в подготовке рукописи к печати. Авторы благодарны С.Н. Ненашевой за сподвижничество в изучении Лебединого месторождения и за конкретную помощь в пересчётах микронзондовых анализов сульфосолей на формулы минералов.

## Литература

- Абрамов В.А. Глубинное строение Центрально-Алданского района. Владивосток: Дальнаука. **1995**. 180 с.
- Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР. **1953**. С. 122–275.
- Билибин Ю.А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.; Л.: АН СССР. **1941**. 161 с.
- Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н. Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана // Геол. рудн. месторожд. **1998**. № 4. С. 354–369.
- Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Дорожкина Л.А. Модель формирования комплексных золото-урановых месторождений Центрально-Алданского рудного района // Изв. вузов. Геология и разведка. **2006**. № 2. С. 23–31.
- Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геол. рудн. месторожд. **2002**. Т. 44. № 6. С. 467–499.
- Ворошилов В.Г., Боярко Г.Ю., Бирюков Е.И. Геохимическая зональность месторождений лебединого типа (Центральный Алдан) // Изв. Томского политех. ун-та. **2004**. Т. 307. № 3. С. 43–46.
- Дворник Г.П. Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района // Литосфера. **2012**. № 2. С. 90–105.
- Добровольская М.Г. Цикличность процессов рудообразования в свинцово-цинковых месторождениях разного генезиса // Ритмичность и цикличность в геологии как отражение общих законов развития / Тез. докл. 7–8 февраля 2002 г. М.: Гос. Геол. музей им. В.И. Вернадского РАН. **2002**. С. 109–110.
- Добровольская М.Г., Баскина В.А., Балашова С.П. и др. Последовательность формирования руд и базитовые дайки Николаевского месторождения (Южное Приморье) // Геол. рудн. месторожд. **1990**. Т. 32. № 1. С. 85–97.
- Добровольская М.Г., Заозерина О.Н. Минеральные ассоциации и стадии рудообразования смировского касситерит-сульфидного месторождения (Южное Приморье) // Геол. рудн. месторожд. **1987**. Т. 27. № 1. С. 46–58.
- Добровольская М.Г., Шагун Т.Н. Минеральные ассоциации и условия формирования

- свинцово-цинковых руд. М.: Наука. **1974**. 240 с.
- Загрузина И.А., Голубчина М.Н., Кочетков А.Я., Яновский В.М.* Изотопный состав серы сульфидов в щелочном массиве Центрального Алдана // Докл. АН СССР. **1983**. Т. 271. № 2. С. 405–407.
- Игумнова Н.С.* Новый изоморфный ряд теннантит – голдфилдит – аннивит // Зап. РМО. **1986**. Ч. 115. Вып. 4. С. 449–454.
- Игумнова Н.С., Диман Е.Н., Кокин А.В., Толмачев М.А.* Минералого-геохимические особенности одного из золоторудных месторождений Центрального Алдана // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР. **1981**. С. 67–92.
- Казанский В.И.* Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район // Геол. рудн. месторожд. **2004**. Т. 46. № 3. С. 195–211.
- Мельников А.В., Степанов В.А., Юсупов Д.В.* Рудопроявление Радостное – представитель благороднометалльного оруденения формации тремолит-актинолитовых метасоматитов (Верхнее Приамурье) // Вестн. Амурского госуд. ун-та. **2007**. Вып. 37. Сер. Естеств. и эконом. науки. С. 116–120.
- Минералы. М.: АН СССР. **1960**. Т. 1. 617 с.
- Мозгова Н.Н., Цепин А.И.* Блеклые руды. М.: Наука. **1983**. 280 с.
- Ненашева С.Н.* Особенности состава теллуриды содержащих блёклых руд // Новые данные о минералах. **2009**. Вып. 44. С. 34–44.
- Ненашева С.Н., Карпенко В.Ю., Паутов Л.А.* Сульфидная минерализация месторождения Лебединое (Центральный Алдан) // Новые данные о минералах. **2010**. Вып. 45. С. 60–66.
- Ненашева С.Н., Паутов Л.А., Карпенко В.Ю.* Разнообразие блёклых руд и вторичная минерализация месторождения Лебединое (Центральный Алдан) // Новые данные о минералах. 2011. Вып. 46. С. 34–46.
- Петровская Н.В.* Сульфаниит из золоторудного месторождения Лебединого (Алдан) // Докл. АН СССР. Нов. сер. **1941**. Т. 32. № 6. С. 427–429.
- Петровская Н.В.* Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза // Тр. ЦНИГРИ. **1967**. Вып. 76. С. 78–112.
- Петровская Н.В.* Интраминерализационное развитие деформации, перекристаллизации и переотложения минерального вещества при формировании золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. **1970**. Вып. 87. С. 118–142.
- Петровская Н.В.* Минеральные парагенезисы, мономинеральные выделения и внутрирудный метаморфизм в рудном процессе // Проблемы рудообразования. София: Болгарская АН. **1977**. Т. 2. С. 240–247.
- Петровская Н.В., Новгородова М.И.* Изменения кислотности-щелочности растворов при формировании золоторудных месторождений // Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных растворов. М.: Наука. **1982**. С. 141–154.
- Петровская Н.В., Фасталович А.И., Иванов А.А. и др.* Материалы по минералогии золота. М.: Спец. Глав. Упр. «Главспеццветмет» НИИ «Нигризолото». **1952**. 189 с.
- Прокофьев В.Ю., Разин М.В., Коваленкер В.А., Кочетков А.Я.* Физико-химические параметры формирования золото-сульфидно-тремолит-кварцевых руд месторождения Лебединое (Центральный Алдан) // Тез. докл. X Междунар. конф. по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС. **2001**. С. 78–81.
- Силин И.И., Угрюмов А.Н.* Закономерности размещения мезозойских магматических пород и золоторудных месторождений в Центрально-Алданском районе Южной Якутии // Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука. **1972**. С. 275–282.
- Фасталович А.И., Петровская Н.В.* Характер оруденения Лебединого золоторудного месторождения (Алдан) // Совет. геология. **1940**. № 2–3. С. 54–65.
- Kovalenker V.A., Jelen S., Sandomirskaja S.M.* Minerals of system Ag-Cu-Pb-Bi-S in gold-silver – base metals ores of the Banska Stiavnica deposit // Geologica Carpathica. **1993**. Vol. 44. № 6. P. 409–419.
- Ohmoto H.* Stable isotope geochemistry of ore deposits // Rev. in Mineralogy. **1986**. Vol. 16. P. 491–560.
- Ohmoto H., Rye R.O.* Isotopes of sulfur and carbon // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N.Y.: John Wiley and Sons. **1979**. P. 509–567.
- Taylor H.P.* Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N.Y.: John Wiley and Sons. **1979**. P. 236–277.