

**ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СИСТЕМ С  
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВО-ЗОЛОТОЙ И МЕДНО-ОЛОВЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ  
(ИСКРА-СОБОЛИНЫЙ УЗЕЛ КАВАЛЕРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, ПРИМОРЬЕ)**

**В.Г. Гоневчук<sup>1</sup>, Т.Л. Крылова<sup>2</sup>, А.А. Орехов<sup>1</sup>, Г.А. Гоневчук<sup>1</sup>, Д. К. Кокорина<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 24 июня 2008 г.

Рассмотрены особенности флюидного режима двух локализованных в юго-западной части Кавалеровского рудного района (Приморье) рудно-магматических систем. Одна из них сопровождается минерализацией медно-порфирирового типа (месторождение Лазурное), другая – оловянной (медно-оловянной) гидротермального типа (месторождение Искра). Показано, что основным различием магматических этапов развития исследованных систем является хлорофильность системы медно-золотой и фторофильность – медно-оловянной. Подтверждено известное различие таких систем по параметру “окисленность – восстановленность” и показана разная эволюция этого параметра в исследованных системах. По результатам изучения флюидных включений в кварце постмагматических образований для рудообразования месторождения Лазурного характерны широкий температурный интервал и гетерогенность минералообразующей среды. Ранний его период отмечен сосуществованием водносолевых рассолов, в основном Na-Ca-Mg-хлоридного состава, и малоплотных газово-водных флюидов. При завершении рудообразования доминировали обычные гидротермальные растворы. Формирование месторождения Искра происходило в относительно узком температурном интервале из гомогенных флюидов существенно Na-хлоридного состава, имевших умеренную и низкую соленость.

**Ключевые слова:** режим флюидный, система рудно-магматическая, рудообразование, медь, олово, Кавалеровский рудный район, Приморье.

**ВВЕДЕНИЕ**

Большинство исследователей признают важнейшую роль летучих компонентов в формировании рудно-магматических систем. Теоретические и экспериментальные данные [2, 17, 24, 26 и др.] свидетельствуют, что именно участие флюидов может обусловить формирование крупных рудных скоплений, связанных с магматическими комплексами, в “исходных” расплавах которых содержания рудных компонентов близки кларкам. При этом состав флюидов и параметры их эволюции признаются разными для систем с разной металлогенической специализацией.

В оловоносных системах особое значение придается бору и фтору. В магматических расплавах эти галогены часто присутствуют совместно и, судя по геологическим и экспериментальным данным [11, 12, 17, 31, 38, 39], могут существенным образом влиять на их кристаллизацию, а также на особенности

фракционирования Sn, W и парагенных им компонентов. Для золотоносных систем большинство исследователей аналогичную роль отводят хлору. И в том и в другом случае признается высокая роль водонасыщенности (окислительно-восстановительного состояния) магматических расплавов.

Особенности флюидного режима магматического этапа эволюции рудообразующих систем, несомненно, должны предопределять особенности режима этапа постмагматического.

Уточнение существующих представлений и совершенствование моделей эволюции рудно-магматических систем с участием флюидов требует не только проведения новых экспериментов, но и новых сведений об условиях формирования разноранговых рудно-магматических систем. Особый интерес в последнем аспекте представляют результаты, полученные при исследовании металлогенических

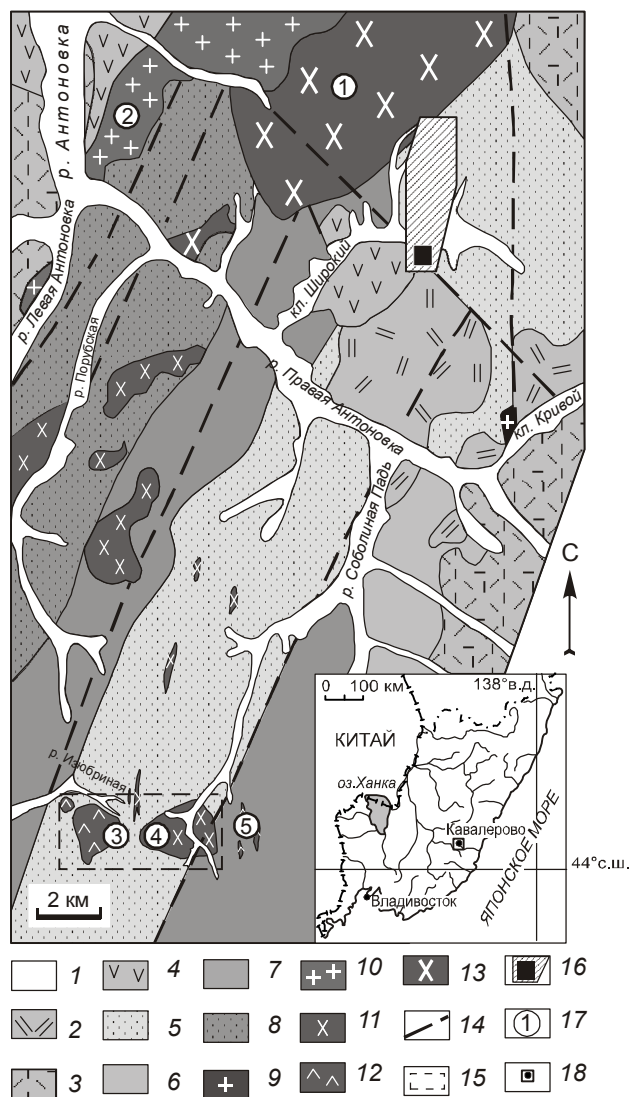
объектов с контрастной минерализацией, сформировавшихся в сходных геологических обстановках. Результаты такого исследования представлены в статье.

#### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве объекта исследования нами выбран Искра-Соболиный (в некоторых публикациях – Соболиный) рудный узел Кавалеровского рудного района в Приморье.

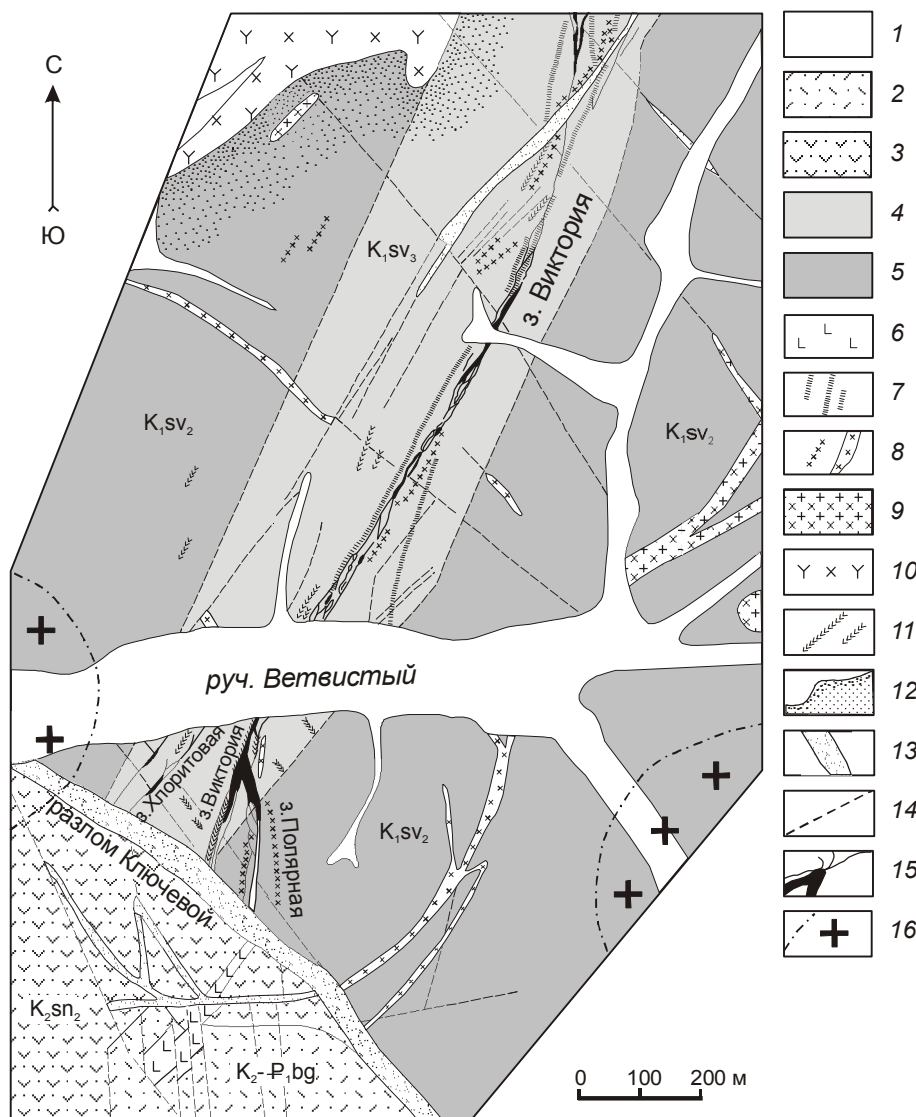
Кавалеровский район, во многом благодаря личным исследованиям Е.А. Радкевич, а также исследованиям сотрудников Дальневосточного геологического института, который она возглавляла с 1959 по 1975 годы, известен как один из крупнейших оловорудных районов России [6, 29]. Значительно меньше сведений о его золотоносности [7, 18, 21, 32, 33]. В то же время, в юго-западной части этого района наблюдается генетически запрещенное, по мнению некоторых исследователей, пространственное совмещение оловянной и золотой минерализации (рис. 1). Здесь, вблизи оловянного месторождения Искра [8, 13], открытого в 1989 г. и обеспечивавшего основную часть добычи олова в районе в период с 1992 по 2000 годы, локализована группа рудопроявлений, эрозия которых обусловила формирование золотоносных россыпей [32, 33]. Основными источниками питания россыпей, которые обрабатываются с перерывами с шестидесятых годов прошлого столетия, рассматриваются минерализованные гранитоиды штоков Восточного и Западного, локализованные в истоках рек Соболиная и Изюбриная, соответственно, и породы их экзоконтактов. Из оловоносных магматических ассоциаций Кавалеровского района, с разной детальностью описанных в [6, 7, 25, 29], на этой площади наиболее полно представлены (рис. 1): 1. Раннемеловая трахиандезит-монцититовая ассоциация березовского или березовско-араратского комплекса, слагающая Араратский интрузив (металлогеническая специализация полиметалльно-колчеданная с оловом). 2. Поздний мел-палеоценовая гранит-лейкогранитная ассоциация Антоновского интрузива, которая предполагается поздней фазой шумнинского гранитного комплекса (оловянно-редкометалльная специализация). По ряду признаков эти граниты могут быть аналогами лейкогранитов, обнаруженных в центральной части Кавалеровского района на глубине более 900 м в корневой части рудных тел месторождения Дубровского [19, 29].

Золотоносной является габбродиорит-плагиогранитная ассоциация [7], слагающая многочисленные мелкие тела в блоке, границы которого контро-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта юго-западной части Кавалеровского рудного района (Искра-Соболиный рудный узел). По [20] с изменениями.

1 – аллювиальные отложения речных долин; 2–4 – вулканические породы: 2 – кислого состава, преимущественно лавы (богопольская свита  $K_2-P_1$ ), 3 – кислого состава, преимущественно туфы (богопольская, сияновская свиты  $K_2-P_1$ ), 4 – среднего состава (синанчинская свита); 5–8 – раннемеловые толщи терригенных пород: 5 – альб (дивнинская, светловоднинская, лужкинская свиты), 6 – апт (каталевская свита), 7 – готтерив-баррем (усть-колумбинская, приманкинская свиты), 8 – валанжин (ключевская свита); 9–13 – интрузивные породы: 9 – гранит-порфиры (богопольский комплекс,  $K_2-P_1$ ), 10 – граниты и лейкограниты (шумнинский комплекс,  $K_2$ ), 11, 12 – гранодиориты и диориты золотоносной ассоциации ( $K_{1-2}$ ), соответственно, 13 – монцититовые березовско-араратского комплекса ( $K_1$ ); 14 – зоны разломов; 15 – рудное поле месторождения Лазурное (границы рис. 3); 16 – рудное поле месторождения Искра (границы рис. 2); 17 – интрузивные тела: Араратское (1), Антоновское (2), Западное (3), Восточное (4), уч-ка Соболиный-IX (5); 18 – (на врезке) положение района исследований.



**Рис. 2.** Геологическая схема рудного поля месторождения Искра. По [13] с изменениями.

1 – отложения речных долин; 2 – риолиты богопольской свиты ( $K_2-P_1$ ); 3 – андезиты и их туфы синанчинской свиты ( $K_2$ ); 4 – разномерные полимиктовые песчаники и алевролиты верхней пачки светловоднинской свиты ( $K_1$ ); 5 – алевролиты средней пачки светловоднинской свиты ( $K_1$ ); 6 – дайки базальтов; 7 – дайки риолитов, риодацитов; 8 – дайки дацитов; 9 – дайки гранодиоритов; 10 – монцодиориты и монцогранодиориты Араратского интрузива; 11 – дайки андезитов; 12 – контактово-ороговикованные породы; 13 – тектоническая зона Ключевого разлома и его оперение; 14 – прочие разрывные нарушения; 15 – рудоносные зоны; 16 – скрытые гранитоидные купола, по геофизическим данным.

лируются долинами рек Соболиная, Левая и Правая Антоновка, трассирующими, вероятно, зоны разломов. По возрасту (около 100 млн лет), а в некоторой части и по составу, породы этой ассоциации сходны с породами Араратского массива.

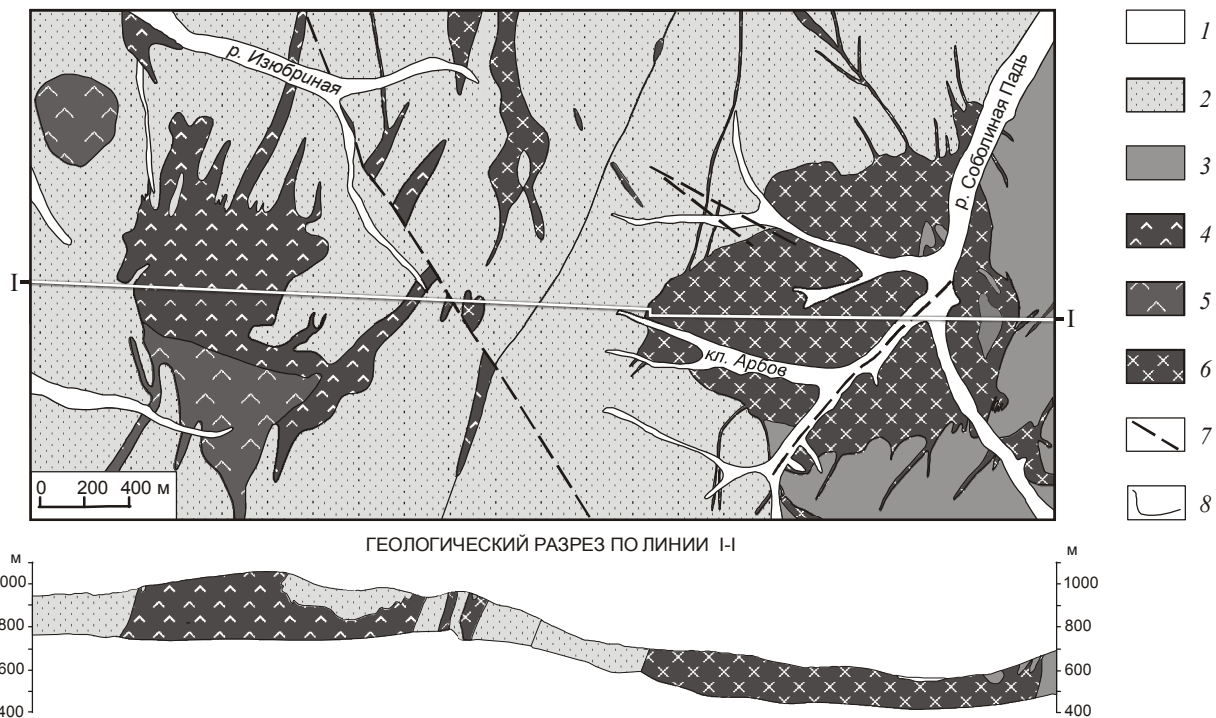
Как типовые объекты в составе рудного узла нами исследовались оловорудное месторождение Искра и медно-молибденово-золотая минерализация гранитоидных штоков (участков) Восточного и Западного месторождения Лазурного.

Месторождение Искра (рис. 2) сформировалось в период 72.5–61.6 млн лет и представляет касситерит-хлоритовый тип позднемелового–раннепалеогенового этапа оловянного рудообразования в Кавалеровском рудном районе [8, 13]. Индикаторами рудогенерирующего очага предполагаются граниты Антоновского массива (около 65 млн лет), с которыми

связаны слабооловоносные кварц-сидерофиллитовые с флюоритом и топазом грейзены [19].

Из признаков, свидетельствующих о связи оловянного рудообразования с гранитами, отметим, что присутствие гранитов на глубине в рудном поле месторождения Искра фиксируется геофизическими методами (рис. 2), а их индикаторами на поверхности рассматриваются внутрирудные дайки риолитов и риодацитов. Относительная фтористость рудообразующей системы отмечается повышенными (до 0.3 мас. %) содержаниями фтора в гидротермально измененных породах и, редко, присутствием в них флюорита.

Важнейшая минералогическая особенность месторождения – присутствие оловянно-медных руд, халькопирит которых обогащен золотом (до 9 г/т) и содержит во включениях минеральную фазу селена –



**Рис. 3.** Схематическая геологическая карта рудного поля месторождения Лазурное (составлена по материалам поисково-разведочных работ).

1 – аллювиальные отложения речных долин; 2–3 – раннемеловые толщи терригенных пород: 2 – светловоднинская свита ( $K_1sv$ ), 3 – приманкинская свита ( $K_1pm$ ); 4–6 – интрузивные породы: 4 – габбродиориты и диориты, 5 – кварцевые диориты, 6 – гранодиориты и адамеллиты; 7 – предполагаемые тектонические нарушения; 8 – геологические границы.

лайтакариит, рассматривается как указание на возможное взаимодействие систем с оловянной и медно-золотой минерализацией [27].

Лазурное (рис. 3) является представителем группы мезозойско-кайнозойских медно-порфировых месторождений Западно-Тихоокеанского пояса [14]. Минерализация (К-Аг возраст по полевоому шпату: 90.1 млн лет – массив Восточный; 90.5 – массив Западный) пространственно и генетически связана со штоками Западным и Восточным, которые представляют разные фазы эволюции одной генетической ассоциации. Первый из них слагают, в основном, диориты (монцодиориты), кварцевые диориты, значительно реже отмечаются гранодиориты (адамеллиты), а второй – гранодиориты (адамеллиты) при подчиненной роли более основных разновидностей. И в том, и в другом штоках присутствуют дайки гранитовых аплитов, иногда граносиенитов. Из важнейших признаков геохимической (металлогенической) специализации гранитоидов “золотоносной” магматической ассоциации отметим, что наряду с отчетливой обогащенностью их медью фиксируется незначительное увеличение содержания олова в породах

последовательных фаз. Это, а также характер корреляционных связей рудных и петрогенных элементов, позволило нам сделать вывод о нарастании “потенциальной оловоносности” в эволюции этой ассоциации [21].

В Западном штоке, породы которого повсеместно слабо изменены (биотитизация, полевошпатизация, хлоритизация), минерализация преобладает в виде относительно равномерной вкрапленности халькопирита, иногда с молибденитом, пиритом. Реже отмечаются прожилки кварца, иногда с калиевым полевым шпатом, с этими же рудными минералами. Кварц здесь часто имеет слабую буровато-коричневую окраску, что может указывать на высокую температуру формирования прожилков. Отмечаются также зоны брекчирования в диоритах с последующей цементацией обломков “темным кварцем”, содержащим обильную вкрапленность мелкочешуйчатого молибденита.

В штоке Восточном, породы которого изменены слабее, а среди вторичных минералов преобладает хлорит, минерализация, в основном, представлена сериями прожилков и жилами (первые десятки сан-

тиметров) кварца с вкрапленностью халькопирита, молибденита, пирита, реже – сфалерита, и очень редко – галенита. В зальбандах таких прожилков иногда присутствуют новообразования калиевого полевого шпата и кристаллы шеелита (шеелит отчетливо фиксируется в тяжелой фракции при отработке россыпи Соболиной). Кварц здесь, в отличие от описанного выше, белый, иногда полупрозрачный. Эта рудная ассоциация наиболее продуктивна в отношении золота.

С учетом данных А.И. Кривцова с соавторами [14], можно предполагать, что в штоке Западном преобладают рудные парагенезисы первой – “раннесульфидной” и второй – “продуктивной кварц-халькопиритовой”, а в Восточном – второй – “продуктивной” и третьей – “полиметаллической” стадий.

В аспекте исследуемой проблемы отметим, что в составе рудных парагенезисов штока Западного присутствуют самородное олово и оловянистая медь [33], а к востоку от штока Восточного (участок Соболиный IX; рис.1), где ведущими рудными элементами в зонах и жильных телах становятся Pb и Zn, содержание олова достигает 0.15 %.

## МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### Методы и приборная база

Для корректной оценки особенностей флюидного режима формирования месторождений оловянной и золотой минерализации рудного узла мы сочли необходимым определить некоторые из параметров рудогенерирующего магматизма. В соответствии с отмеченным выше, важнейшими из них для решения поставленной задачи являются степень окисленности–восстановленности расплавов и их насыщенность фтором и хлором. Для определения первого параметра мы исследовали эволюцию соотношения разновалентного железа в породах последовательных интрузивных фаз (табл. 1, 2), дополняя полученные результаты сведениями об особенностях состава биотитов. Определения FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, так же как и других порообразующих оксидов, проведены с использованием атомного абсорбера “Hitachi”. Содержания фтора в породах определялись ионно-селективным (ионометр И-500, “Аквилон”), а хлора – рентгено-флуоресцентным (спектрометр S4 Pioneer, “Брюкер”) методами. Рентгено-флуоресцентным методом определены также содержания в породах Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Y. Другие указанные в таблицах элементы определены (количественно) методом эмиссионной спектроскопии. Все перечисленные исследования выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Содержания фтора и хлора в биотитах и амфиболах определялись на рентгеновском микроанализаторе Camebax SX-50 в ИГЕМ РАН (Москва) и JEOL 8100

в ДВГИ ДВО РАН (Владивосток), а в апатитах – на сканирующем электронном микроскопе EVO-50XVP с рентгеновским энергодисперсионным спектрометром INCA Energy-350 в ДВГИ ДВО РАН.

В ИГЕМ РАН проведено также определение параметров флюидного режима при формировании медно-золотых руд месторождения Лазурного и медно-оловянных – месторождения Искра. С этой целью исследованы первичные флюидные включения (ФВ) в кварце указанных месторождений. Исследование проводилось методами микротермометрии на камере Linkam-TNMS 600с длиннофокусным объективом 80× “Олимпус”, установленном на микроскопе с видеокамерой. Точность измерений составляет ±0.2°C в интервале температур от -60 до +60°C и ±1.5°C – за пределами этого интервала. Состав растворов, законсервированных во флюидных включениях, определяли по температурам плавления эвтектики (T<sub>э</sub>). Было принято, что T<sub>э</sub> от -21.2 до -33.6°C соответствуют растворам Na-хлоридного состава, а ниже -49.8°C – растворам, в которых преобладает CaCl<sub>2</sub> [36]. Растворы с T<sub>э</sub> от -33.6 до -49.8°C интерпретировались как растворы Mg-хлоридного состава [37, 40]. Необходимо отметить, что температуры плавления эвтектик существенно ниже известных значений для двухфазных и трехфазных систем, что обусловлено присутствием в растворах дополнительных катионов. Поэтому при использовании результатов нашего исследования следует учитывать, что истинный катионный состав растворов включений сложнее, чем принято в результате их классификации по величинам T<sub>э</sub>. Концентрация растворов, за исключением отдельных случаев приведенная в мас. % – экв. NaCl [23], определялась: для двухфазных включений – по температурам плавления льда [34], для включений с твердыми фазами – с помощью программы FLINCOR [35]. По этой же программе рассчитаны давление и плотность флюидов.

### Результаты определения параметров флюидного режима

Ранее нами уже были охарактеризованы некоторые особенности флюидного режима формирования оловоносных и золотоносных магматических ассоциаций Кавалеровского рудного района [7, 18, 20]. В частности, было показано, что становление золотоносной ассоциации интрузивов, локализованных к югу от долины реки Правая Антоновка, сопровождалось ростом восстановленности расплавов (соответственно, и сосуществующих флюидов) от ранней интрузивной фазы габбродиоритов к поздней гранодиорит-плагиогранитной фазе. Этот вывод подтверждается данными табл. 1, 2 и

Таблица 1. Химический состав пород золотоносной ассоциации.

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	ЛС-21	ГВ-138	А-135	А-189	ГВ-162	ГВ-122	ГВ-126	ГВ-308	ГВ-308/1	ГВ-161
SiO <sub>2</sub>	54.14	55.36	59.85	62.60	64.86	64.42	67.85	70.90	74.10	77.38
TiO <sub>2</sub>	0.97	0.67	0.50	0.67	0.92	0.62	0.44	0.16	0.16	0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.62	16.85	19.02	16.25	16.83	15.77	16.42	13.26	12.60	12.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.13	4.77	1.88	3.17	2.73	2.51	1.20	1.58	0.87	0.11
FeO	2.77	3.74	2.03	1.83	1.74	1.79	1.08	2.29	1.34	0.87
MnO	0.19	0.16	0.07	0.10	0.09	0.10	0.05	0.08	0.05	0.04
MgO	4.32	3.57	2.73	2.71	2.45	1.68	0.74	0.04	0.02	0.00
CaO	5.78	7.83	4.83	3.69	2.66	5.03	3.22	1.80	1.00	1.27
Na <sub>2</sub> O	5.05	3.13	4.32	4.20	3.56	3.89	4.27	4.80	4.94	2.67
K <sub>2</sub> O	2.50	2.71	2.55	3.24	2.88	2.48	3.17	4.21	3.90	4.10
H <sub>2</sub> O	2.74	0.71	0.91	1.64	0.91	1.11	1.16	0.66	0.59	0.70
F	0.082	0.075	0.071	0.050	0.050	0.046	0.045	0.147	0.042	0.024
Cl	0.042	0.045	0.030	0.016	0.034	0.028	0.016	0.024	0.016	0.016
Сумма	100.33	99.62	98.79	100.17	99.71	99.47	99.66	99.95	99.63	99.96
Fe <sup>3</sup> /Σ Fe (ат.)	0.62	0.53	0.45	0.61	0.59	0.56	0.50	0.38	0.37	0.10
K/NK (%)	0.33	0.46	0.37	0.44	0.45	0.39	0.43	0.47	0.44	0.61
A/CNK (мол.)	0.77	0.75	1.02	0.95	1.22	0.86	1.01	0.84	0.89	1.12
Ni	30	29	30	37	40	13	9	<4	8	12
Co	15	13	19	10	10	6	3	-	-	4
Cr	50	27	55	89	79	19	14	-	11	15
V	230	300	160	160	150	100	100	5	7	50
Cu	290	220	90	85	32	30	66	7	8	23
Mo	5.0	2	? 1	1.1	2	-	13	2.3	1.6	6
Sn	3	3	3	3	4	3	3	7	8	3
Pb	9	7	6	5	13	6	4	30	32	34
Zn	69	160	46	43	71	67	40	150	160	62
B	11	26	19	10	7	3	3	5	7	23
Li		<20	<20	<20	18	<20	?20	?20	?20	<30
Rb		86	79	120	71	70	103	135	130	114
Sr		1046	768	588	641	694	699	28	33	146
Ba		511	513	705	550	539	507	165	216	591
Zr	130	89	113	16	133	42	93	268	976	109
Nb	-	7	13	14	14	6	10	26	11	18
Y	20	20	17	17	19	13.4	12.1	64	41	14

*Примечание.* 1 – диорит (субщелочной) пироксен-роговообманково-биотитовый измененный (альбитизация, хлоритизация), (массив Западный); 2 – монцодиорит пироксен-роговообманково-биотитовый (слабая актинолитизация и тонкие прожилки кварца), (массив Западный); 3 – кварцевый диорит (массив Восточный); 4 – монцодиорит (р. Порубская); 5 – гранодиорит роговообманковый с биотитом (к северо-западу от м-ва Западного); 6 – гранодиорит роговообманково-биотитовый (основная разновидность пород массива Восточного); 7 – гранит (центральная часть массива Восточного); 8 – гранит (массив Западный); 9 – лейкогранит (массив Западный); 10 – гранит, дайка (жила) в роговиках (на удалении к юго-востоку от м-ва Западного). Здесь и в таблице 2 петрогенные оксиды, фтор и хлор даны в мас. %, другие элементы – в г/т. Пропуск – отсутствие данных, прочерк – содержание ниже чувствительности метода. Содержания микроэлементов определены: от Ni до Li эмиссионным спектральным (количественным), от Cl до Y рентгено-флуоресцентными методами. Исследования выполнены в лабораториях аналитического центра ДВГИ ДВО РАН.

положением на выявленном тренде оловоносных и золотоносных магматических ассоциаций фигуративных точек “типовых” пород Западного и Восточного штоков (рис. 4). Отметим, что содержание европия в породах золотоносной ассоциации, по нашим данным, направленно убывает от 1.32 г/т в габброидоритах до 0.53 г/т в гранитах, что также может свидетельствовать об увеличении степени восстановленности последовательных интрузивных фаз.

В своем исследовании “оловоносной” мы рассматриваем гранит-лейкогранитную ассоциацию массивов Антоновского и его северного продолжения – Шумнинского, описанную ранее как шумнинский комплекс [7, 9, 16]. Эволюция исследуемого параметра при ее формировании фиксируется переходом тренда из поля сильно восстановленных в поле окисленных расплавов.

Таблица 2. Химический состав гранитоидов оловоносной ассоциации (шумнинский комплекс).

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8
	ГВ-722	ГВ-725	ГВ-727	ГВ-252	А-195	А-185	ГВ-255	ГВ-259
SiO <sub>2</sub>	69.15	69.58	69.6	75.95	76.50	71.60	75.75	75.91
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.02	0.25	0.04	0.08	0.15	0.04	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.46	15.51	15.94	13.19	11.6	11.93	12.59	11.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.43	0.10	1.30	1.16	0.68	2.84	1.70	2.17
FeO	1.73	0.07	1.09	0.37	0.38	1.91	0.01	3.08
MnO	0.12	0.06	0.09	0.05	0.02	0.07	0.04	0.09
MgO	0.63	0.00	0.35	0.01	0.6	0.60	0.01	0.40
CaO	1.50	0.18	1.62	0.17	0.84	1.00	0.01	0.40
Na <sub>2</sub> O	4.30	2.63	4.67	4.03	3.91	4.23	4.03	0.27
K <sub>2</sub> O	4.10	9.38	3.72	4.29	4.21	3.72	4.51	3.15
H <sub>2</sub> O общ.	0.23	2.20	0.35	0.20	0.24	1.59	0.22	2.39
F	0.110	0.025	0.100	0.210	0.010	0.560	0.260	0.730
Cl	0.016	0.013		0.019	0.041	0.021	0.013	0.009
Сумма	99.13	99.76	99.08	99.68	99.24	100.25	99.18	99.81
Fe <sup>3</sup> /Σ Fe (ат.)	0.43	0.56	0.52	0.74	0.62	0.57	0.99	0.16
K <sub>2</sub> O/(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O) (%)	0.49	0.78	0.44	0.52	0.52	0.47	0.53	0.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(CaO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) (мол.)	1.09	1.05	1.09	1.14	0.93	0.93	1.09	2.43
Ni	6	2	-	4	-	3	3	3
Co	3	4	-	5	-	-	1	1
Cr	12	4	7	4	-	-	5	-
V	48	2	31	-	5	3	3	5
Cu	12	8	7	10	25	75	6	5000
Mo	-	-	-	2.5	-	6.2	2.5	7
Sn	30	9	43	24	3	14	35	1000
Pb	170	46	32	74	27	16	75	48
Zn	93	5	40	61	? 30	89	60	700
B	13	9	6	20	5	7	19	59
Li	50	20	30	155	22	178	600	140
Rb	344	458	334	736	206	467	788	721
Sr	96	59	110	5	28	21	12	12
Ba	154	125		17	68	75	35	31
Zr	278	17	154	100	66	217	85	83
Nb	34	5	27	71	25	174	28	51
Y	120	10	94	50	34	243	50	150

Примечание. 1–3 – Шумнинский массив: 1 – типичный среднезернистый биотитовый гранит, незначительно измененный (альбитизация, грейзенизация), 2 – шпировый пегматит в среднезернистом граните, 3 – мелкозернистый биотитовый гранит из дайки, рвущей среднезернистую разновидность; 4–8 – Антоновский массив: 4 – полнокристаллический относительно равномернозернистый гранит с биотитом (протолитионитом), 5 – мелкозернистый порфирированный гранит с биотитом, 6 – обогащенный биотитом мелкозернистый гранит вблизи контакта с вмещающими осадочными породами, 7 – крупнозернистый гранит с небольшим количеством биотита, замещенного (внешняя зона) протолитионитом. В микропрожилках – слюда типа мусковита-протолитионита, 8 – грейзен кварц-сидерофиллит-топазовый с флюоритом в порфирированных гранитах.

Активность кислорода для пород оловоносной и золотоносной ассоциаций фиксируется по составу биотитов в поле между буферными линиями кварц-фаялит-магнетит и магнетит-гематит. Значение  $Lg f_{O_2}$  составляет, соответственно, -17 ( $T \approx 650^\circ C$ ) и -12 ( $T \approx 900^\circ C$ ) [7].

Тесно связанная с охарактеризованным параметром водонасыщенность магм, в сравнительном плане, может быть оценена по минералого-петрографическим и геологическим признакам. Для близких по кремнекислотности гранитоидных фаз золотонос-

ной и оловоносной ассоциаций (гранодиориты – плагиограниты и граниты-лейкограниты, соответственно) более водонасыщенными можно предполагать расплавы первой: в ее породах ранней кристаллизующейся фазой является роговая обманка, в то время как в “оловоносных” – плагиоклаз.

Формирование расплавов, пересыщенных водой ( $H_2O > 4\%$  мас.), отмечает также обычное для эволюции магматизма медно-порфириновых рудообразующих систем [14, 22] развитие автомагматических брекчий. Такие брекчии установлены по данным бу-

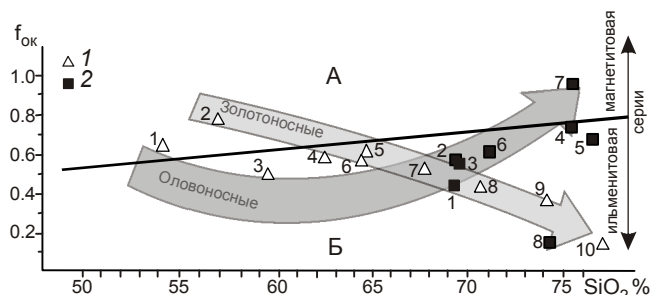


Рис. 4. Соотношение коэффициента окисленности магматических пород и их кремнекислотности.

1 – золотоносная ассоциация; 2 – оловоносная ассоциация. Поля на диаграмме: А – золотоносные; Б – оловоносные комплексы, по [20].

$f_{ок} = Fe^{+3}/(Fe^{+2} + Fe^{+3})$  атомн. Номера точек соответствуют порядковым номерам проб в таблицах 1 и 2.

рения непосредственно в апикальной части массива Западного, где они сопровождаются инъекциями гранитов, иногда с турмалинизацией вмещающих роговиков. Очевидно, что эти образования являются поздними по отношению к диоритам (монодиоритам), доминирующим в составе массива, и роговикам, сформировавшимся при становлении этой – ранней фазы массива. Таким образом, можно предположить, что водонасыщенность расплава последовательных интрузивных фаз золотоносной системы возрастала.

Для оценки содержания и активности фтора и хлора в силикатном расплаве наиболее часто исследуется их распределение в последовательных интрузивных фазах, породообразующих темноцветных минералах и в апатите.

Данные таблиц 1 и 2 свидетельствуют, что породы золотоносной ассоциации имеют более высокие содержания хлора и низкие – фтора в сравнении с породами оловоносной ассоциации. При этом для первой прослеживается тенденция к понижению содержания указанных галогенов в последовательных фазах, а для второй – к повышению.

Эта специфика подтверждается при исследовании биотитов. Содержание фтора в них, по данным химического и микрозондового анализов, составляет 0.14–0.34 мас. % (среднее 0.24) для золотоносной ассоциации и более 1.0 мас. % – для оловоносной. При этом результаты микрозондового анализа отмечают значительную вариацию содержаний фтора в разных точках кристаллов биотита для пород золотоносной ассоциации и незначительную – в оловоносной. Однако в гранитах (лейкогранитах) последней отмечены кристаллы биотита с протолитинитовой (сидерофиллитовой) каймой, где содержание фтора увеличивается до 2.5 – 3.0 %.

Содержания хлора в биотитах составляют 0.10–0.20 мас. % для золотоносной и 0.05–0.08 % для оловоносной ассоциаций.

Содержание фтора и хлора в роговых обманках (исследование проведено только для золотоносной ассоциации) обычно ниже, чем в биотитах. Например, в роговых обманках и биотитах гранодиоритов содержание фтора составляет, соответственно, 0.170 и 0.124 %, хлора – 0.110 и 0.047 мас. %, а адаметлитов – фтора – 0.200 и 0.144 %, хлора – 0.200 и 0.050 мас. %.

По результатам исследований апатита установлено, что в гранитах оловоносной ассоциации он представлен незональным или слабозональным фторапатитом с содержанием фтора 8.5–9.5 и хлора < 0.3 мас. %. В породах золотоносной магматической ассоциации апатит часто зональный, что при оптических исследованиях фиксируется наличием в нем окрашенных (темно-фиолетовых, черных) ядер. Содержание галогенов в этих апатитах фиксируется в ядерной зоне на уровне 6–9 мас. % для фтора и 0.3–0.5 мас. % – для хлора, а во внешней, соответственно, 5.5 и 0.3–0.5 мас. %.

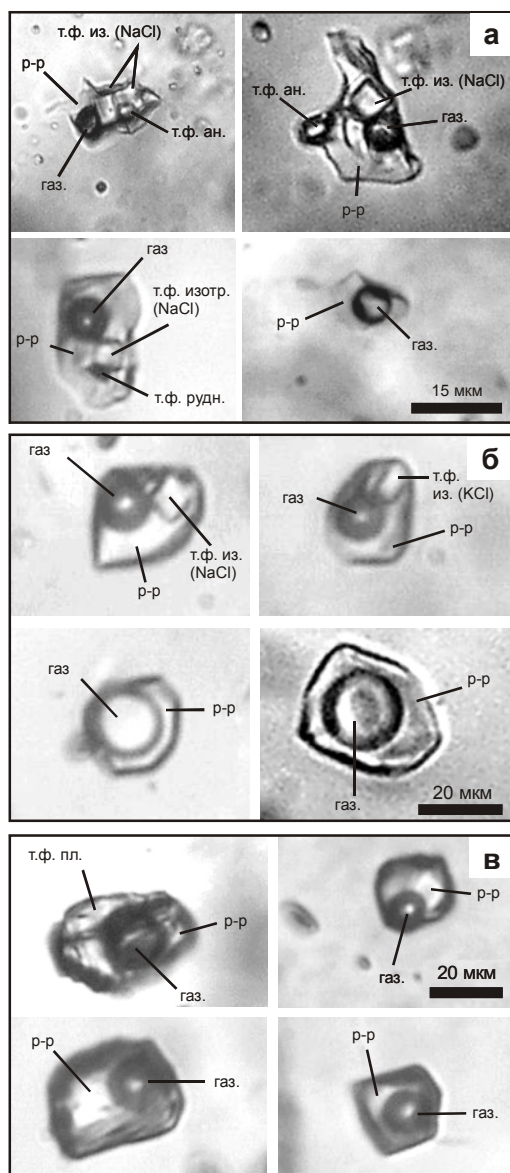
Для характеристики флюидного режима рудообразования, как известно, наиболее широко используется исследование флюидных включений (ФВ) в кварце, что обусловлено не только его оптическими свойствами, но и тем, что он является “сквозным” минералом и несет наиболее полную информацию об эволюции рудно-магматических систем.

На месторождении Лазурное кварц исследовался с участков “Западный” и “Восточный” (соответственно интрузивам), что, по нашему мнению, позволяет выявить изменение параметров рудообразования, связанного с разными фазами эволюции рудноносного магматизма. Ранний кварц с обоих участков разбит многочисленными трещинами, которые трассируются обычно очень мелкими вторичными флюидными включениями. Для изучения первичных ФВ, характеризующих наиболее ранний период минералообразования, выбирались участки кварцевых агрегатов, не затронутые трещинами.

Фазовый состав ФВ, обнаруженных в кварце изученных образцов, весьма разнообразен (рис. 5):

- многофазные, содержащие газ, раствор, а также изотропную и анизотропную твердые фазы (тип I);
- трехфазные, содержащие газ, раствор и изотропную твердую фазу (тип II). Местами в этих ФВ присутствует черная непрозрачная твердая фаза, по видимому, рудный минерал;
- двухфазные, содержащие газ и раствор (тип III);





**Рис. 5.** Типичные флюидные включения в кварце.

а–б – месторождение Лазурное: а – участок Западный; б – участок Восточный; в – месторождение Искра; т.ф. из. – твердая фаза изотропная; т.ф. ан. – твердая фаза анизотропная; т.ф. рудн. – твердая фаза рудная; т.ф. пл. – твердая фаза пластинчатая.

- газové или существенно газové с пленкой раствора по стенкам вакуолей (тип IV).

Результаты исследования ФВ по образцам, представляющим наиболее характерную минерализацию участков “Западный” и “Восточный”, приведены в табл. 3.

В кварце участка “Западный” обнаружены все типы ФВ, однако наиболее распространены многофазные и трехфазные (тип I и II) (рис. 5а). В отдельных зернах кварца наблюдается совместное присутствие

многофазных (тип II) и существенно газových (тип III) ФВ, указывающее на их одновременный захват.

Для многофазных ФВ (тип I) характерны два интервала температур гомогенизации ( $T_r$ ): 462–418 и 355–307° С. Включения с  $T_r = 462–418$ ° С содержат хлоридные растворы с преобладанием  $Ca^{2+}$  ( $T_s = -69/-54$ ° С) или  $Mg^{2+}$  ( $T_s = -49/-36$ ° С) и насыщенные  $Na^+$ . Концентрация растворов разного состава близка и составляет 54.8–53.7 мас. % – экв. NaCl, что соответствует рассолам-расплавам. Включения с более низкими (355–307° С) температурами гомогенизации содержат растворы Na-хлоридного состава ( $T_s = -35/-28$ ° С) с концентрацией 38.2–32.2 мас. % – экв. NaCl. В ряде ФВ наблюдалось плавление гидратов солей при температурах выше 0° С, что указывает на присутствие в них кроме  $Cl^-$  других анионов, возможно,  $HCO_3^-$ ,  $HSO_4^-$ ,  $CO_3^{2-}$  или сульфат-иона [3].

Общий интервал температур гомогенизации трехфазных ФВ (тип II) составляет 487–383° С. Включения с температурами 487–470° С заполнены Na-хлоридным флюидом ( $T_s = -28/-26$ ° С) с концентрацией 57.4–55.8 мас. % – экв. NaCl, что соответствует рассолам-расплавам. Более низкотемпературные ФВ этого типа с  $T_r = 463–383$ ° С содержат Ca-хлоридные растворы ( $T_s = -70/-49$ ° С). Концентрация их также соответствует рассолам и составляет 54.9–45.6 мас. %. Изотропная твердая фаза имеет показатель преломления, близкий показателю кварца, и является, по-видимому, кристаллами NaCl, что свидетельствует о насыщенности минералообразующих флюидов натрием и хлором.

Анизотропные кристаллы и рудную твердую фазу ФВ I и II типов растворить не удалось. В высокотемпературных (выше 380° С) ФВ этих типов полная гомогенизация завершалась растворением изотропных твердых фаз. Солевые флюиды, захваченные такими высокотемпературными ФВ, имели уникально высокую плотность 1.47–1.18 г/см<sup>3</sup>, в то время как включения с более низкими  $T_r$  (гомогенизация происходила при растворении газа) захватили менее плотные флюиды (1.12–1.09 г/см<sup>3</sup>).

Во всех ФВ I и II типов, содержащих твердые фазы, при частичной гомогенизации происходило исчезновение газа, тогда как полная гомогенизация завершалась растворением изотропных твердых фаз. Анизотропные кристаллы и рудную твердую фазу растворить не удавалось. Солевые флюиды при температурах выше 380°С имели плотность 1.47–1.18 г/см<sup>3</sup>.

Общий интервал температур гомогенизации двухфазных ФВ (тип III) составляет 430–130° С. Включения с  $T_r$  в интервале 430–190° С содержат в ос-

Таблица. 3. Результаты исследования флюидных включений в кварце месторождений Лазурное и Искра.

	Геол. №	n	Фазы	T <sub>пл.эвт.</sub> °С	T <sub>пл.льда</sub> °С	T <sub>исч.газа</sub>	T <sub>раств.тф</sub>	T <sub>гом.</sub> °С	C, мас. %	Состав р-ра	D, г/см <sup>3</sup>	
Месторождение Лазурное	участок Западный	ЛС-23	3	г+р+тф из	-28/-27		152-147	487-470	487-470	57.4-55.8	NaCl	1.47-1.38
			2	г+р	-30/-29	-3.4/-3.1	420-396		420-396	5.6-5.1	NaCl	0.55-0.47
			6	г+р	-26/-23	-3.9/-1.0	395-383		395-383	6.3-1.7	NaCl	0.58-0.50
		5	г+р	-65/-58	-21.0/-8.3	147-130		147-130	21.1-19.6	Ca(Mg,Na)Cl	1.1	
		ЛС-27А	6	г+р+тф из+ан	-69/-54		338-263	462-418	462-418	54.8-49.5	Ca(Mg,Na)Cl	1.30-1.21
			4	г+р+тф из+ан	-49/-36		356-281	453-431	453-431	53.7-50.9	Ca(Mg,Na)Cl	1.27-1.18
		191-2001	3	г+р+тф из	-70/-50		352-280	463-383	463-383	54.9-45.6	Ca(Mg,Na)Cl	1.30-1.19
			3	г+р	-29/-24	-7.0/-3.5	430-399		430-399	10.5-5.7	NaCl	0.66-0.48
			3	г+р+тф из	-75/-67		397-384	300-238	397-384	38.2-34.2	Ca(Mg,Na)Cl	1.11-1.09
	ЛС-21	4	г+р+тф из+ан+руд	-33/-28		355-314	230-207	355-314	33.5-32.2	NaCl	1.12-1.11	
		4	г+р+тф из+ан	-35/-30		340-307	266-170	340-307	35.7-30.5	NaCl	1.14-1.10	
		9	г+р	-26/-24	-6.3/-4.0	345-310		345-310	9.6-6.5	NaCl	0.75-0.73	
	участок Восточный	188-2001	2	г+р	-40/-39	-6.9/-6.5	330-329		330-329	10.4-9.9	Mg(Na)Cl	0.79-0.78
			6	г+р	-26/-22	-4.9/-1.4	260-193		260-193	7.7-3.1	NaCl	0.93-0.80
			5	г+р	-29/-25	-3.3/-2.0	264-247		264-267	5.4-3.4	NaCl	
			9	г+р	-32/-25	-7.5/-5.9	459-441		459-441	10.7-9.1	NaCl	0.54-0.50
			3	г+р+тф из***К	-29/-26		352-345	433-422	433-422	51.2-49.9	Na(K)Cl	1.9-1.7
	187-2001	5	г+р	-29/-24	-3.9/-2.6	390-379		390-379	6.2-4.2	NaCl	0.59-0.55	
3		г+р	-29/-24	-1.4/-1.1	392-385		392-385	2.3-1.5	NaCl	0.49		
5		г+р	-33/-25	-5.0/-4.0	345-335		345-335	7.9-6.5	NaCl	0.73-0.72		
5		г+р+тф из	-68/-55		245-220	322-300	322-300	39.5-38.1	Ca(Mg,Na)Cl	1.16-1.15		
14		г+р	-33/-23	-4.4/-2.3	380-350		380-350	7.0-3.9	NaCl	0.69-0.55		
8		г+р+тф из	-72/-65		303-278	324-310	324-310	40.1-38.9	Ca(Mg,Na)Cl	1.12-1.10		
5		ГВ-1419	г+р**	-25/-23	-7.2/-6.0	287-267		287-267	10.7-9.2	NaCl	0.88-0.85	
Месторождение Искра	67-97	6	г+р	-33/-24	-3.4/-2.1	286-275		286-275	5.6-3.6	NaCl	0.81-0.77	
		10	г+р	-26/-23	-1.7/-1.3	284-260		284-260	2.9-2.2	NaCl	0.80-0.76	
		5	г+р (+тф пласт)	-33/-29	-8.2/-6.5	270-260		270-260	11.9-9.9	NaCl	0.90-0.87	
		6	г+р	-28/-25	-1.5/-1.0	251-230		251-230	2.6-1.7	NaCl	0.84-0.81	
		2	г+р	-24	-2.5	249-242		249-242	4.2	NaCl	0.85-0.84	
	ИС-ХЛ-6	6	г+р	-35/-25	-3.9/-1.3	271-250		271-250	6.3-2.2	NaCl	0.84-0.80	
		1	г+р	-25.4	-2.8	203		203	4.7	NaCl	0.90	
	67-97 (2)	4	г+р	-25	-3.0/-0.9	263-255		263-255	5.0-1.6	NaCl	0.84-0.79	
		4	г+р	-29/-23	-2.9/-0.4	165-142		165-142	4.8-0.7	NaCl	0.94-0.93	
	3-98	8	г+р	-30/-23	-2.9/-1.2	309-247		309-247	4.8-2.1	NaCl	0.84-0.74	
		2	г+р	-27/-24	-4.3/-4.6	232-227		232-227	6.9-5.9	NaCl	0.89-0.88	
	78-97	9	г+р	-22/-10	-1.7/-0.8	307-280		307-280	2.9-1.4	NaCl(HCO <sub>3</sub> ?SO <sub>4</sub> ?)	0.76-0.70	
		1	г+р	-20	-1.9	241		241	3.2	NaCl(HCO <sub>3</sub> ?SO <sub>4</sub> ?)	0.7	

новном Na-хлоридные растворы ( $T_3 = -31/-22^\circ \text{C}$ ), концентрация которых варьирует от 10.5 до 3.1 мас. % – экв. NaCl (в среднем – около 6 мас. %). При нагревании ФВ после замораживания в ряде из них в интервале от 0 до  $32^\circ \text{C}$  наблюдалось плавление гидратов солей. В единичных ФВ с  $T_r = 330-329^\circ \text{C}$  основным катионом является  $\text{Mg}^{2+}$  ( $T_3 = -40/-39^\circ \text{C}$ ,  $C = 10.4-9.9$  мас. %). Плотность гомогенных флюидов при температурах  $420-380^\circ \text{C}$  составляла  $0.58-0.47 \text{ г/см}^3$  и возросла до  $0.93-0.73 \text{ г/см}^3$  при  $T = 340-190^\circ \text{C}$ . Тем не менее, это значительно ниже плотности гомогенных флюидов включений типов I – II.

Отмечено также присутствие низкотемпературных ФВ ( $T_r = 147-130^\circ \text{C}$ ) с преобладанием хлоридов  $\text{Ca}^{2+}$ . Растворы в этих ФВ имеют значительно более высокую соленость (21.1–19.6 мас. %, экв.  $\text{CaCl}_2$ ), при плотности гомогенного флюида  $1.1 \text{ г/см}^3$ .

В газовых и существенно газовых ФВ (тип IV) фазовые изменения, как правило, не обнаруживались. Они содержат малоплотный, преимущественно водный флюид.

В кварце с участка “Восточный” обнаружены флюидные включения II, III и IV типов (рис. 5 б) при преобладании двухфазных и существенно газовых разновидностей (типы III и IV).

Трехфазные ФВ с изотропной твердой фазой (тип II) гомогенизируются в температурных интервалах  $433-422$  и  $324-300^\circ \text{C}$ . Для более высокотемпературных из них характерны  $T_3 = -29/-26^\circ \text{C}$  и концентрация 51.2–49.9 мас. % – экв. NaCl, т.е., они содержат Na-хлоридные растворы-рассолы. Для низкотемпературных ФВ также характерны хлоридные рассолы, но

с более низкой концентрацией – 40.1–38.1 мас. % – экв. NaCl. Основным катионом в этих рассолах является  $\text{Ca}^{2+}$  ( $T_3 = -72/-55^\circ \text{C}$ ). Плотность гомогенного флюида понижалась с падением температуры от  $1.9-1.7$  до  $1.1 \text{ г/см}^3$ .

В некоторых ФВ этого типа показатель преломления изотропной твердой фазы отличается от показателя преломления кварца, а кристаллы ее имеют удлиненную форму, характерную для KCl.

Двухфазные ФВ (тип III) гомогенизируются в интервале температур от  $459$  до  $267^\circ \text{C}$  и содержат, в основном, Na-хлоридные растворы, концентрация которых варьирует от 10.7 до 1.5 мас. % независимо от температуры (среднее – 8.5 %). Некоторые ФВ, имеющие  $T_r$  в интервале  $459-441^\circ \text{C}$ , гомогенизовались в газ. Температуры гомогенизации ФВ в интервале выше  $380^\circ \text{C}$  имеют значения на  $5-10^\circ \text{C}$  ниже критической. Плотность флюидов, законсервированных в этих включениях, была чрезвычайно низкой и составляла  $0.73-0.49 \text{ г/см}^3$ . В значительном количестве двухфазных включений наблюдалось плавление гидратов солей при температурах выше  $0^\circ \text{C}$ , что указывает на присутствие кроме  $\text{Cl}^-$  других анионов (возможно  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{HSO}_4^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  или сульфат-ион). По-видимому, количество анионов-примесей при температурах гидротермальных растворов ниже  $280^\circ \text{C}$  увеличивается, т.к. в низкотемпературных ФВ гидраты занимают значительную часть объема вакуолей. Плотность флюидов с понижением температуры возросла от  $0.50$  до  $0.88-0.85 \text{ г/см}^3$ .

В газовых и существенно газовых ФВ (тип IV) при микротермометрии фазовые изменения, как пра-

---

Примечание к табл. 3.  $T_{\text{пл. эвт.}}$  – температура плавления эвтектики,  $T_{\text{пл. льда}}$  – температура плавления льда,  $T_{\text{исч. газа}}$  – температура растворения газа,  $T_{\text{раств. тф.}}$  – температура растворения твердой фазы,  $T_{\text{гом.}}$  – температура полной гомогенизации ФВ,  $C$  – концентрация раствора (мас %) в NaCl эквиваленте,  $D$  – плотность флюида ( $\text{г/см}^3$ ), рассчитанная для  $T_{\text{гом.}}$  системы NaCl–H<sub>2</sub>O,  $P$  – давление насыщенного пара системы NaCl–H<sub>2</sub>O. \*\* – много клатратов; \*\*\* – предполагается, что твердая фаза – KCl. ЛС-23 – зона дробления (рудная жила) мощностью до 20 см в диоритах с цементацией осветленных (калишпатизированных) обломков кварцем с молибденитом, халькопиритом и калиевым полевым шпатом. Центральная часть Западного интрузива; ЛС-27А – там же, тонкие (до 1 см) разноориентированные прожилки кварца с молибденитом в калишпатизированных габбродиоритах; 191–2001 – прожилки кварца с вкрапленностью халькопирита, пирита и молибденита в восточном экзоконтакте (ороговикованные алевропесчаники) Западного интрузива; ЛС-21 – аналог ЛС-23, в сульфидной ассоциации много пирита; СБ-1 – жильный кварц с халькопиритом, пиритом и золотом из зоны дробления и окварцевания в эндо- и экзоконтакте юго-восточной апофизы Западного интрузива (верховья р. Изюбриной); 188–2001 – жильный кварц с сульфидами в ороговикованных алевролитах; западный экзоконтакт Восточного интрузива (истоки кл. Арбов); 187–2001 – жильный кварц с гнездами и вкрапленностью халькопирита, пирита, западный эндоконтакт Восточного интрузива (верховья кл. Арбов); ГВ-1419 – жильный кварц с халькопиритом, сфалеритом, пиритом ± молибденит, Au, зона дробления и минерализации в гранодиоритах Восточного интрузива (кл. Арбов вблизи устья); 67–97 – зона Халькопиритовая, карьер, кварц-хлоритовые прожилки с халькопиритом и редким касситеритом в алевролитах; ИС-ХЛ-6 – то же; 67–97 (2) – там же, в ассоциации – карбонат; 3–98 – зона Виктория, кварцевая жила с редкой вкрапленностью сульфидов и касситерита; 78–97 – верхний горизонт зоны Полярной, преимущественно халькопиритовая руда с редким касситеритом.

вило, не наблюдались. Лишь в единичных ФВ отмечено замерзание  $\text{CO}_2$ . В двух газовых ФВ удалось зафиксировать плавление  $\text{CO}_2$  при температурах  $-63.6$  и  $-62.3^\circ\text{C}$ , что значительно ниже тройной точки чистой  $\text{CO}_2$ . Гомогенизацию  $\text{CO}_2$  наблюдать не удалось – она происходила в газ при низких температурах и заметить ее практически невозможно. Очевидно, ФВ III типа содержат малоплотный водный или водно-углекислотный флюид с примесью каких-то других газов, вероятнее всего, метана.

Флюидные включения в кварце оловянных и медно-оловянных руд месторождения **Искра** довольно однообразны. Как правило, они имеют двухфазный состав (газ + раствор; тип III – IV) (рис. 5 в). В ряде кварцевых зерен из различных образцов во включениях наблюдается твердая фаза в виде пластинчатых кристаллов. На месторождении Арсеньевское аналогичная фаза определена как мусковит [4]. Однако ее вряд ли следует считать дочерней из-за неравномерного распределения в соседних вакуолях. По этой причине ФВ с такой твердой фазой не выделены нами в отдельный тип.

Общий интервал температур гомогенизации включений составляет  $309\text{--}142^\circ\text{C}$ . Большинство включений содержат Na-хлоридные растворы, в которых присутствует некоторое количество других катионов ( $T_3 = -35/\text{--}23^\circ\text{C}$ ). Концентрация растворов варьирует незакономерно от 11.9 до 1.7 мас. %. Многие ФВ помимо  $\text{Cl}^-$  содержат и другие анионы, о чем свидетельствует плавление гидратов солей выше  $0^\circ\text{C}$ . В газовой фазе некоторых ФВ наблюдалось замерзание  $\text{CO}_2$  в интервале  $-100/\text{--}120^\circ\text{C}$ , но плавление и гомогенизация были не видны, очевидно, вследствие гомогенизации в газ при температуре, близкой к температуре плавления. В ряде ФВ, имеющих  $T_f = 307\text{--}280^\circ\text{C}$ , эвтектика плавилась в интервале  $-19/\text{--}8^\circ\text{C}$ . Подобные значения  $T_3$  невозможно интерпретировать однозначно – они могут характеризовать K-хлоридные растворы или растворы не хлоридного состава, содержащие хлор-ион [3]. Плотность гомогенного флюида составляла  $0.94\text{--}0.77\text{ г/см}^3$ .

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

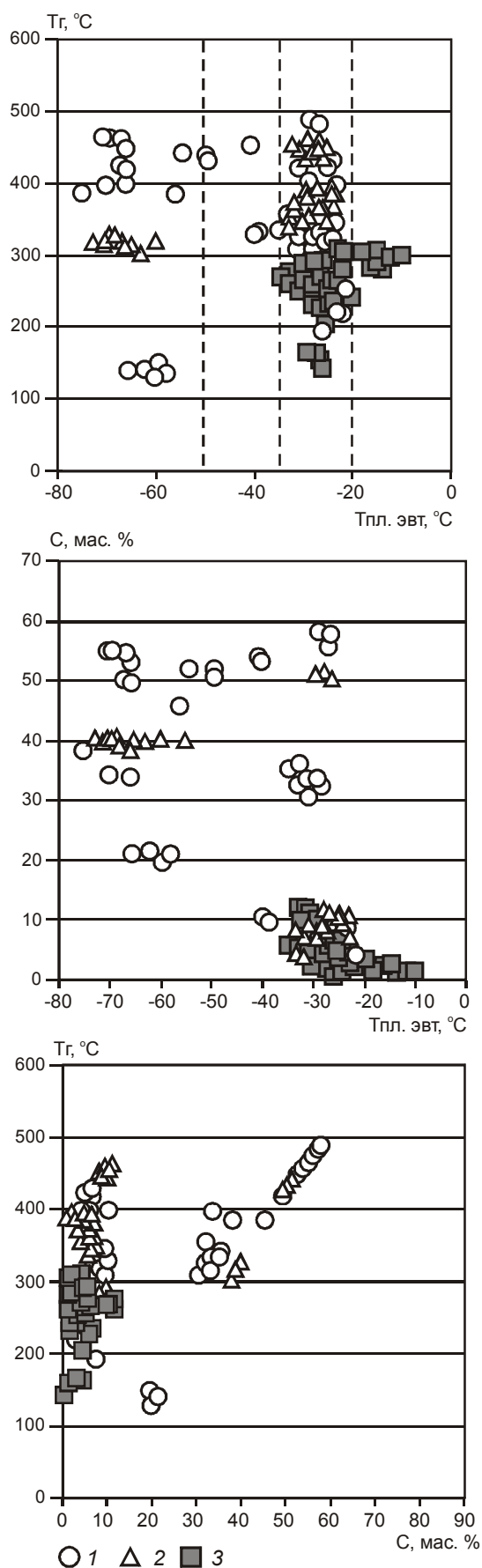
##### Особенности флюидного режима магматического этапа

Новые сведения о содержании фтора и хлора в породах и минералах позволяют оценить степень «фторидности-хлоридности» исследованных магматических систем, которая, по мнению большинства исследователей, является важнейшим фактором их металлогенической специализации.

В соответствии с аналитическими данными (табл. 1, 2), а также эмпирическими и экспериментально установленными коэффициентами распределения фтора между биотитом и силикатным расплавом [1, 5], наиболее вероятное содержание его в расплавной и флюидной фазах могло составлять, соответственно, 0.03 и 0.09 мас. % в золотоносной, 0.13 и 0.045 % – в оловоносной системах.

Оценки по хлору менее определенные. Это обусловлено, с одной стороны, ограниченным количеством аналитических данных, а с другой – наличием большого числа факторов, влияющих на распределение хлора в системе расплав–флюид [15]. Один из важнейших среди них – соотношение калия и натрия в расплаве – в исследуемых нами магматитах существенно различается. Различными являются и содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , также влияющие на распределение хлора в системе магматический расплав–флюид. По данным табл. 1, 2, наиболее вероятные содержания хлора составляют в золотоносной ассоциации: 430 г/т – в первой, габбродиорит-диоритовой, 350 – г/т во второй, гранодиоритовой, 160 – в третьей, гранитной и 150 г/т – в заключительной, лейкогранит-сиенитовой фазах. То же в оловоносной: 150 г/т в – главной, гранитной, 250 г/т – в дополнительной, лейкогранитной фазах и 100 г/т – в грейзенизированных гранитах. Содержание хлора во флюиде, с учетом того, что оно примерно в 18 раз выше, чем в сосуществующем с ним расплаве [9, 15], для золотоносной ассоциации изменялось от 0.8 до 0.2 мас. %. Сброс хлора во флюид, судя по его распределению в породах, мог происходить при кристаллизации каждой из трех интрузивных фаз. В оловоносной ассоциации содержание хлора изменялось от 0.2 до 0.4 мас. %, а основной сброс во флюид происходил при формировании лейкогранитов.

Как подчеркивают авторы использованных нами экспериментальных данных, к оценкам содержания фтора (хлора) в магматических расплавах и сосуществующих флюидах, рассчитанным по установленным экспериментально коэффициентам, следует относиться с осторожностью, поскольку эти коэффициенты зависят от множества факторов: температуры, давления, общей концентрации элемента в системе и др. И тем не менее, полученные результаты позволяют говорить о том, что рудогенерирующая магматическая система месторождения Лазурного (медно-золотая минерализация) исходно была более окисленной, водонасыщенной и хлоридной в сравнении с системой месторождения Искра (оловянная с медью минерализация) – относительно восстановленной, маловодной и фторидной.



Магматическая система Лазурного развивалась с уменьшением степени окисленности при одновременном понижении концентрации фтора и хлора. Такая эволюция, при установленных содержаниях галогенов в биотите, могла, в соответствии с [5], обусловить проявление на разных этапах (фазы магматизма) медно-молибденовой ( $\pm Au$ ) (хлорофильный флюидно-металлогенический тип гранитоидов) и (или) медно-золото-полиметалльной ( $\pm Mo$ ) (водный флюидно-металлогенический тип) минерализации. Именно это фиксируется в особенностях минерализации участков “Западный” и “Восточный”.

Оловоносная магматическая система (месторождение Искра, грейзены Антоновского массива) изначально восстановленная и фторидная, эволюционировала с накоплением фтора и хлора в остаточном очаге. Уровни содержания фтора и хлора в биотите последовательных интрузивных фаз фиксируют изменение водного флюидно-металлогенического типа гранитоидов на хлор-фторофильный тип. Соответственно, в этой “оловоносной” системе могла проявляться вольфрамовая и медно-полиметалльная ( $\pm Au$ ) минерализация.

Различия в эволюции флюидного режима магматических систем должны были найти отражение в параметрах формирования связанной с ними рудной минерализации, основными объектами которой являются месторождения Лазурное и Искра.

### Особенности флюидного режима рудообразующего этапа

Полученные результаты показывают, что формирование месторождения Лазурного происходило в температурном интервале от 500 до 130° С, при этом, несмотря на общую близость параметров флюидного режима рудообразования участков “Западный” и “Восточный”, существовали их значимые различия (рис. 6).

Минерализация участка “Западный” сформировалась, в основном, при температурах 490–190° С. При температурах выше 380° С минералообразующая среда здесь была гетерогенна и состояла из водно-солевого и газового флюидов, о чем свидетельствуют одновременный захват и, следовательно, син-

**Рис. 6.** Соотношение температур гомогенизации ( $T_g$ ), плавления эвтектики ( $T_{пл. \text{эвт.}}$ ) и концентрации ( $C$ ) растворов флюидных включений в кварце месторождений Лазурное и Искра.

1–2 – месторождение Лазурное: 1 – участок Западный, 2 – участок Восточный; 3 – месторождение Искра.

генетичность трехфазных, многофазных и газовых ФВ. Водно-солевой флюид имел Na-хлоридный или Ca-Na-Mg-хлоридный состав и содержал значительное количество рудных компонентов. Для него характерны уникально высокие соленость (до 57 мас. %) и плотность (до 1.5 г/см<sup>3</sup>). По этим параметрам он соответствует рассолам. Газовый флюид был преимущественно водным и в интервале 430–380° С трансформировался в низкоплотный (0.5–0.7 г/см<sup>3</sup>) водно-солевой флюид.

При температурах ниже 380° С минералообразование происходило из гидротермальных, в основном, Na-хлоридных растворов. Временами они содержали значительное количество Ca, вероятно, Mg, K и других катионов, а также небольшое количество дополнительных анионов, предположительно HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, HSO<sub>4</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> или SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. В температурном интервале от 400 до 300° С в минералообразовании участвовали как высокоплотные рассолы (C = 38–30 мас. %, D = 1.1 г/см<sup>3</sup>), содержащие значительное количество рудных компонентов, так и растворы средней солености с концентрацией 7–10 мас. %, (плотность – 0.7–0.8 г/см<sup>3</sup>). Концентрация растворов с падением температуры до 200° С понижалась до 3–8 мас. % и вновь значительно возрастала при T < 150° С.

Образовавшийся в этом температурном интервале золотосодержащий кварц (табл. 3) разбит трещинами и в значительной степени перекристаллизован. Первичные ФВ в нем двухфазные (газ+раствор; тип III), имеют температуру гомогенизации 264–247° С, Na-хлоридный (T<sub>г</sub> = -29/-25° С) состав растворов с концентрацией 5.4–3.4 мас. %.

Минерализация на участке “Восточный” сформировалась в температурном интервале 460–270° С. В начальный период, при температурах выше 380° С, минералообразование происходило в основном из газовых окологранных флюидов (T<sub>г</sub> на 5–10° ниже критической), имевших Na-хлоридно-углекислотный состав и чрезвычайно низкую плотность – около 0.5 г/см<sup>3</sup>. При температурах около 430–420° С в минералообразующую систему поступали высококонцентрированные (ок. 50 %) высокоплотные (1.9–1.7 г/см<sup>3</sup>) Na-хлоридные рассолы, в составе которых, вероятно, присутствовало значительное количество K<sup>+</sup>. Аналогичные хлоридные рассолы, но с более низкой концентрацией (38–40 %) и менее плотные (1.10–1.16 г/см<sup>3</sup>), проявлены и при более низких температурах – 320–300° С. В их катионном составе преобладает Ca, присутствуют Na, K и, возможно, другие катионы. Однако роль таких рассолов в рудообразовании была, по-видимому, невелика, т.к. содержащиеся в них ФВ встречаются редко. При дальнейшем снижении температуры, возможно за счет смешения

с метеорными водами, газовые гетерогенные флюиды трансформировались в гомогенные гидротермальные растворы средней и, периодически, низкой солености. Они имели Na-хлоридный состав, временами с некоторым количеством других анионов (возможно, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, HSO<sub>4</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> или SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>).

Месторождение Искра, по вышеприведенным результатам, сформировалось при температурах 310–140° С из гомогенных гидротермальных флюидов преимущественно Na-хлоридного, временами более сложного состава, содержавших углекислоту, имевших концентрацию в интервале 11.9–1.7 мас. % и плотность 0.7–0.9 г/см<sup>3</sup>. Температурный интервал формирования месторождения Искра может быть более широким, прежде всего, в высокотемпературной области. Например, по данным [13], образование руд этого месторождения происходило в интервале от 450 до 150° С с кристаллизацией основной массы касситерита при температуре 350–280° С.

Давление при минералообразовании рассмотренных объектов не достигало значительных величин и определялось, в основном, давлением водных флюидов. По приближенной оценке (для насыщенного пара системы NaCl–H<sub>2</sub>O) оно составляло: на месторождении Лазурное, участок “Западный” – 360–5 бар, “Восточный” – 5–460 бар; на месторождении Искра – 5–70 бар. С учетом относительной близости установленных величин, поправки на давление к температурам гомогенизации не вводились, а приведенные выше их значения следует считать минимальными температурами минералообразования. Отметим, тем не менее, что на участке Западном по отдельным образцам (191–2001, табл. 3) фиксируется давление на уровне 1.5–2.5 кбар, что согласуется с широким развитием здесь взрывных брекчий.

## ВЫВОДЫ

Рудогенерирующая магматическая система юго-западной части Кавалеровского рудного района представлена двумя комплексами с разной специализацией и эволюцией флюидного режима. Это могло быть одной из главных причин совмещения здесь медно-золотой с молибденом (месторождение Лазурное) и медно-оловянной (месторождение Искра) минерализации.

Для рудообразования месторождения Лазурного характерны широкий температурный интервал и гетерогенность минералообразующей среды, выраженная в сосуществовании водно-солевых рассолов, в основном, Na-Ca-Mg-хлоридного состава, и малоплотного газового флюида, в котором преобладает водяной пар. Такая система наиболее отчетливо проявилась

лась на участке “Западный” в связи с габбродиорит-гранодиоритовой фазой магматизма. Она сменялась обычными гидротермальными растворами при завершении рудообразования. Этот этап является главным на участке “Восточный”, где в магматической ассоциации доминируют адамеллиты. Подобная эволюция обычна для месторождений порфирирового типа, формирующихся во временной и территориальной близости с магматическим очагом [10, 22, 28].

Формирование месторождения Искра произошло в относительно узком температурном интервале из гомогенных флюидов существенно Na-хлоридного состава, имевших умеренную и низкую соленость. Оно является типичным месторождением гидротермального типа. Относительно низкие, в сравнении с другими месторождениями Кавалеровского района, температура и давление рудообразующих флюидов на этом месторождении могут быть обусловлены тем, что здесь имеет место лишь один из трех (или четырех) этапов оловянного рудообразования, проявленных, как правило, на других крупных месторождениях района.

С учетом места исследованных объектов в схеме геодинамической эволюции региона [30] полученные результаты можно рассматривать как подтверждение сделанного ранее [4] вывода о том, что на месторождениях, связанных с магматизмом трансформных окраин (Лазурное), минералообразующие флюиды содержат значительное количество катионов  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , тогда как в условиях субдукционных окраин (Искра) основным катионом в составе флюидов является  $\text{Na}^+$ . Однако, по мнению авторов, эти признаки могут также отражать разную степень близости рудообразования с магматизмом и различия вещественного состава генерирующих флюиды расплавов.

Исследование выполняется при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00381-а) и Президиума ДВО РАН (проекты № 06-III-A-08-320 и № 06-III-B-08-366).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфилогов В.Н., Бобылев И.В., Анфилогова Г.И., Зюзева Н.А. Строение и свойства силикатно-галогенидных расплавов. М.: Наука, 1990. 109 с.
2. Барсуков В.Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 149 с.
3. Борисенко А.С. О возможном определении карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах газовой-жидких включений в минералах // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214, № 4. С. 917–920.
4. Бортников Н.С., Ханчук А.И., Крылова Т.Л. и др. Геохимия минералообразующих флюидов некоторых оловянных гидротермальных систем Сихотэ-Алиня (Дальний Восток) // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47, № 6. С. 537–570.
5. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов М.: Наука, 1986. 191 с.
6. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района / Ред. Е.А. Радкевич. М.: Наука, 1980. 251 с.
7. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
8. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М. и др. Новые изотопно-геохронологические данные и некоторые вопросы генезиса оловянного оруденения Кавалеровского района (Приморье, Россия) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 77–87.
9. Дельбов Ф., Лебедев Е.Б., Малинин С.Д. Поведение иона хлора и катионный обмен в системе магматический расплав – флюид // Геохимия. 1986. № 11. С. 1550–1558.
10. Коваленкер В.А., Крылова Т.Л., Киселева Г.Д., Кигаи И.Н. Условия образования Au-Mo(W)-Pb-Zn руд атипичного порфирирового Бугдаинского месторождения // Докл. РАН. 2007. Т. 416, № 1. С. 96–99.
11. Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование образования литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979. 156 с.
12. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 125 с.
13. Кокорин А.М., Гвоздев В.И., Гоневчук В.Г. и др. Месторождение Искра – новый объект Кавалеровского оловянного района (геология, состав руд, генезис) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. Вып. 1. С. 226–247.
14. Кривцов А.И., Мигачев А.Ф., Попов В.С. Медно-порфирировые месторождения мира М.: Недра, 1986. 236 с.
15. Малинин С.Д., Кравчук И.Ф. Поведение хлора в равновесиях силикатный расплав – воднохлоридный флюид // Геохимия. 1995. № 8. С. 1110–1130.
16. Матюнин А.П. Магматизм как фактор контроля оловянного оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловянных районах. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 59–66.
17. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. М.: Наука, 1984. 237 с.
18. Орехов А.А., Гоневчук В.Г. Контрастная оловянно-золотая минерализация юго-западной части Кавалеровского рудного района (Приморье) и магматизм как фактор ее формирования // Материалы VII Международной конференции “Новые идеи в науках о Земле” М.: МГРИ-МГГРУ, 2005. С. 161.
19. Орехов А.А., Гоневчук В.Г., Лебедев В.А. Редкометалльные граниты Кавалеровского рудного района. (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 79–91.
20. Орехов А.А., Гоневчук В.Г. Интрузивные комплексы юго-западной части Кавалеровского рудного района (Приморский край, Россия): особенности состава и генезиса // Материалы VIII Международной конференции. Москва: МГГРУ, 2007. С. 182–185.
21. Петраченко Р.И., Гоневчук В.Г., Петраченко Е.Д. Рудно – магматическая зональность Соболинского узла // Глубинность распространения и элементы зональности эндоген-

- ной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 164–179.
22. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 202 с.
  23. Реддер Э. Флюидные включения в минералах Т. I. М.: Мир, 1987. 558 с.
  24. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 181 с.
  25. Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И. Оловяносные и вольфрамосные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 259 с.
  26. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 230 с.
  27. Семеняк Б.И., Коростелев П.Г., Кокорин А.М. и др. Селеновая минерализация в оловяно-медных месторождениях Приморья // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47, № 3. С. 284–296.
  28. Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И. и др. Медно-молибденовая рудная формация. Новосибирск: Наука, 1977. 424 с.
  29. Финашин В.К. Оловяно-медные месторождения Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 175 с.
  30. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
  31. Хитаров Н.И., Малинин С.Д., Лебедев Е.Б., Шибаева Н.П. Распределение Zn, Cu, Pb и Mo между флюидной фазой и силикатным расплавом гранитного состава при высоких температурах и давлениях // Геохимия. 1982. № 8. С. 1094–1107.
  32. Юшманов Ю.П. Золото-медно-порфировые магматогенно-рудные системы Соболиного рудного узла в Центральном Сихотэ-Алине // Геология и горное дело в Приморье: Тез. докл. конф. Владивосток, 2000. С. 102–103.
  33. Юшманов Ю.П., Верещаков В.В. Элементы группы платины в месторождениях золота Центрального Сихотэ-Алиня // Тектоника и металлогения северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Материалы конференции. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 567–571.
  34. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano-Siena. 1994. P. 117–130.
  35. Brown P.E. FLINCOR: A Microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Am. Mineral. 1989. V. 74. P. 1390–1393.
  36. Crawford M.L. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions // Fluid Inclusions: Applications to Petrology: Mineral. Association of Canada. Short Course. Handbook 6. 1981. P. 75–100.
  37. Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and CaCl<sub>2</sub>-NaCl-H<sub>2</sub>O // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 591–601.
  38. Nedachi M., Sato K., Furukawa Y., Kovalenko S.V., Korenbaum S.A., Khanchuk A.I. Geochemistry of Cl, F and S in the felsic magmatism associated with mineralization in the Circum Japan Sea region // Tectonics, Magmatism and Metallogeny. Proceeding of the Interim IAGOD conference. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 243–246.
  39. Pollard P.J., Pichavant M., Charoy B. Contrasting evolution of fluorine- and boron-rich systems // Mineral. Deposita. 1987. V. 22, N 4. P. 315–321.
  40. Spenser R.J., Moller N., Weare. The prediction of mineral solubilities in mineral waters: a chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub> system at temperatures below 25°C // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 575–602.

*Рекомендована к печати А.И. Ханчуком*

*V.G. Gonevchuk, T.L. Krylova, A.A. Orekhov, G.A. Gonevchuk, D.K. Kokorina*

### **Fluid regime peculiarities of the formation of systems with copper-molybdenum-gold and copper-tin mineralization (Primorye)**

The main peculiarities of fluid regime of two ore-magmatic systems located in the south-western part of the Kavalerovo ore district (Primorye) are considered. One system is accompanied with mineralization of porphyry copper type (Lazurnoe deposit), the other is attended by tin (copper-tin) mineralization of hydrothermal type (Iskra deposit). It is shown that the main distinction of the magmatic stage of development of the study systems is a high chlorine content of the copper-gold and high fluorine content of the copper-tin system. It is confirmed that such systems differ in the "oxidation-reduction" parameter, and different evolution of this parameter in the investigated systems is shown.

The results of the study of fluid inclusions in quartz of postmagmatic assemblages indicate that the ore formation process at the Lazurnoe deposit is characterized by a wide temperature range and heterogeneity of the mineral-forming environment. Its early period is marked by coexistence of water-saline brines, mainly of Na-Ca-Mg-chloride composition, and low-density gas-water fluids, while at the end of ore formation common hydrothermal solutions dominated.

The Iskra deposit formed in a relatively narrow temperature range from homogeneous fluids of essentially Na-chloride composition noted for moderate and low salinity.

**Key words:** fluid regime, ore-magmatic system, ore formation, copper, tin, Kavalerovo ore district, Primorye.