

**НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАВАЛЕРОВСКОГО РАЙОНА (ПРИМОРЬЕ, РОССИЯ)**

**В.Г. Гоневчук\*, Г.А. Гоневчук\*, А.М. Кокорин\*, В.А. Лебедев\*\*, А.А. Орехов\***

*\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

*\*\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

По результатам изотопно-геохронологического (К-Аг) исследования впервые определен вероятный временной интервал (72,5–61,6 млн лет) формирования оловянного месторождения Искра в Кавалеровском рудном районе. Получены новые датировки для магматических комплексов района, с которыми предполагается связь оруденения. Результаты исследования, в совокупности с выявленными авторами ранее минералого-геохимическими особенностями руд и пород дайкового комплекса, тесно связанного с рудообразованием, позволяют предполагать формирование месторождения при взаимодействии разных по составу магматических очагов. Ведущая роль в этом процессе отводится гранитоидному очагу. Высказано предположение о большом значении в рудоформировании смены общего геодинамического режима в регионе.

**Ключевые слова:** минерализация оловянная, магматизм рудоносный, датирование изотопное, Сихотэ-Алинь, Кавалеровский рудный район.

**ВВЕДЕНИЕ**

Изотопное датирование рудно-метасоматических образований и магматических пород – необходимый элемент исследования, имеющего целью построение моделей разноранговых рудообразующих (рудно-магматических) систем. Особенно важно это при исследовании систем сложного полиэтапного развития, примером которых является Кавалеровский рудный район. Формирование магматической и сопутствующей ей рудной ассоциаций этого района происходило в интервале 130–40 млн лет [2, 3, 7, 11, 13], охватывающем разные геодинамические (тектонно-магматические) этапы эволюции региона. Отнесение к одному из этих этапов отдельных месторождений или выделение соответствующих рудно-магматических этапов на отдельных месторождениях важно не только в теоретическом (построение моделей), но и в практическом отношении, поскольку рудно-магматические системы (РМС) разных этапов имеют разную рудную продуктивность.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ**

Объект исследования – оловорудное месторождение Искра, детальное описание которого дано нами

ранее [4], расположено в крайней юго-западной части Кавалеровского района в прилегающей к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому Березовской сдвиговой зоне [14] (рис. 1, 2). Особенность этой площади – совмещение разновозрастных магматических образований, сопровождающихся разноформационной оловянной, а в самой южной части – медно-молибденово-золотой минерализацией. Некоторые исследователи ставят под сомнение принадлежность этих образований к рудно-магматической системе Кавалеровского рудного района, что предопределяет особую значимость полученных нами результатов.

Рудное поле месторождения слагают терригенные породы светловоднинской свиты в составе раннемелового Журавлевского турбидитового террейна [1]. Переслаивающиеся алевролиты, алевропесчаники и песчаники верхней из трех слагающих свиту пачек вмещают главную рудоносную структуру месторождения – зону Виктория (рис. 3). За пределами месторождения эти же сдвиговая зона и свита контролируют локализацию ряда месторождений и рудопроявлений, составляющих Арсеньевско-Соболиную металлогеническую зону района.

Магматические породы рудного поля месторождения и его ближайшего обрамления, по данным ис-

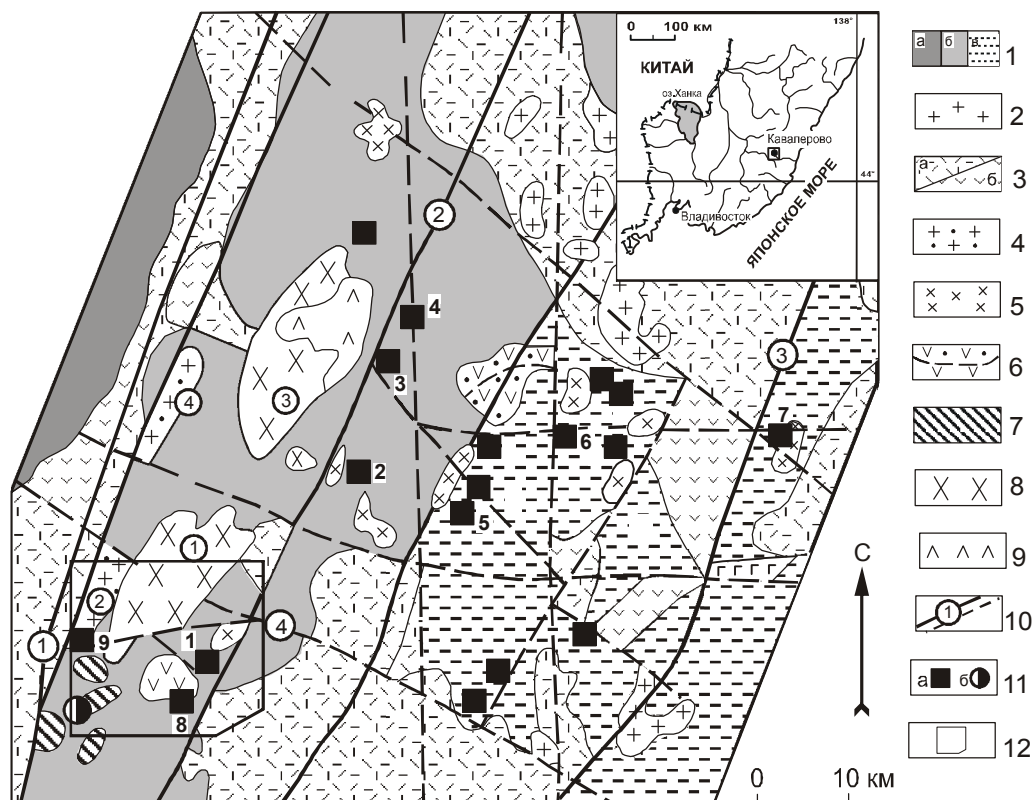


Рис. 1. Геолого-металлогеническая схема Кавалеровского рудного района, [по 2].

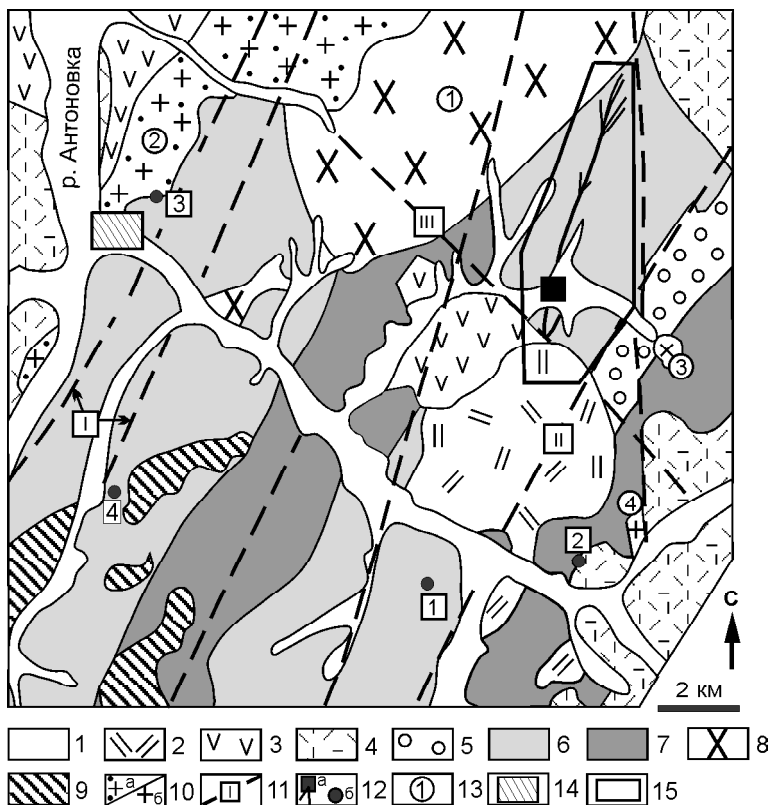
1 – терригенный (аккреционный) комплекс Самаркинского (а), Журавлевского (б), Таухинского (в) террейнов; 2 – гранит-порфиры якутинского комплекса (богопольские); 3 – риолиты, дациты (а), дациандезиты (б) и их туфы (богопольские, дорофеевские, сияновские); 4 – граниты и лейкограниты шумнинского комплекса; 5–6 – угловский комплекс: 5 – интрузивная фация; 6 – эффузивная фация, в т.ч. Угловской ВТС – с точкой; 7 – интрузивные тела золотонной ассоциации; 8–9 – трахиандезит-монцитонитовый (березовско-араратский) комплекс: 8 – интрузивная фация, 9 – эффузивная фация; 10 – разломы, в т.ч.: 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Березовский, 3 – Суворовский, 4 – Павловский); 11 – проявления минерализации: а – оловянной (месторождения, рудопоявления), в т.ч. месторождения: 1 – Искра, 2 – Новогорское, 3 – Арсеньевское, 4 – Ивановское, 5 – Дубровское, 6 – Хрустальное, 7 – Высокогорское; рудопоявления: 8 – кл. Кривого, 9 – кл. Фановского; б – золотой (Падь Соболиная); 12 – границы рисунка 2. На схеме цифрами обозначены интрузивные массивы: 1 – Араратский, 2 – Антоновский, 3 – Березовский, 4 – Шумнинский.

следований [4, 9, 12], представляют все известные в районе магматические комплексы (табл. 1).

На северном фланге главная рудоносная структура месторождения “затухает” в роговиках экзоконтакта Араратского интрузива монцитонитов, которые считаются фациальным аналогом монцитонит-сиенитовой ассоциации Березовского массива [2, 10] и выделяются в составе березовско-араратского комплекса. С этим комплексом, по представлениям некоторых исследователей, в районе связан ранний этап оловянного рудообразования – колчеданно-оловянный с турмалином тип руд [16]. Вблизи восточного контакта Березовского массива, в позиции, аналогичной позиции месторождения Искра по отношению к

Араратскому массиву, локализовано месторождение Арсеньевское – одно из крупнейших в России месторождений олова (рис.1).

На северо-востоке Араратский массив контактирует с гранитами Антоновского интрузива, которые считаются заключительной фазой шумнинского гранит-лейкогранитного комплекса и сопоставляются с лейкогранитами, обнаруженными на глубине под месторождениями Дубровским, Хрустальным, Перевальным [2, 16]. Характерная для этих гранитов оловянно-редкометалльная специализация проявлена здесь образованием слабооловоносных ( $\pm$ молибденит) сидерофиллит-мусковитовых с топазом и флюоритом грейзенов.

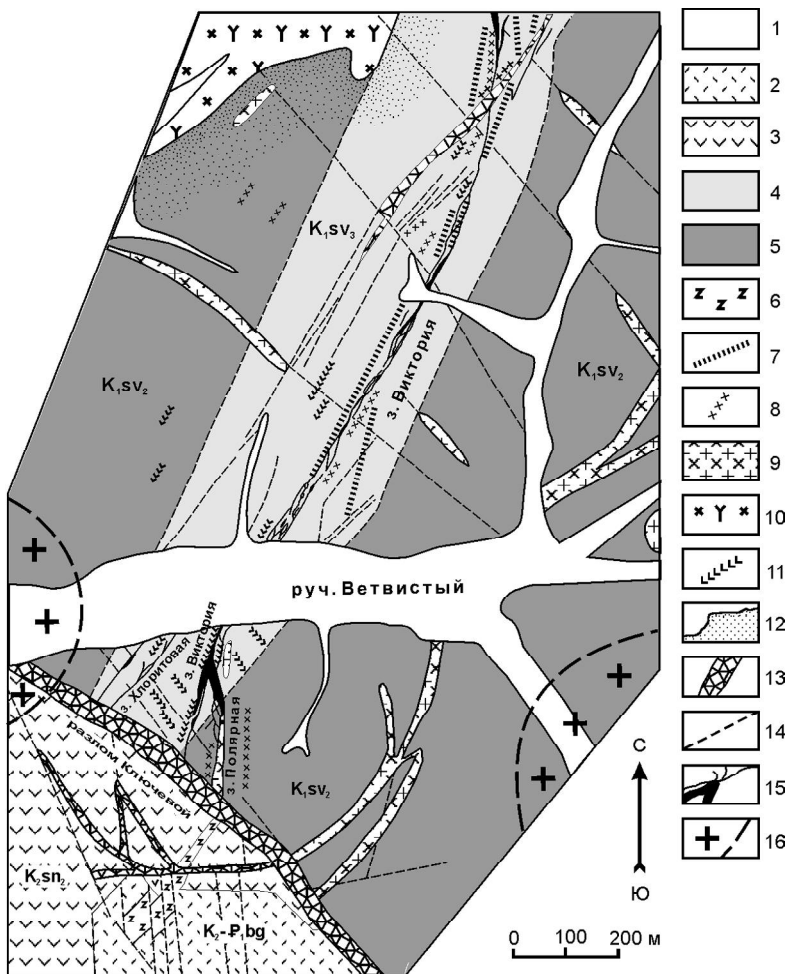


**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта юго-западной части Кавалеровского рудного района. По [4] с изменениями.

1 – аллювиальные отложения речных долин; 2 – 4 – вулканические породы: 2 – кислого состава, преимущественно лавы (богопольские), 3 – среднего состава (синанчинские), 4 – кислого состава, преимущественно туфы (сияновские); 5–7 – терригенные породы (Журавлевский террейн): 5 – лужкинская свита, 6 – светловоднинская свита, 7 – усть-колумбинская свита; 8 – монцитонитиды березовско-араратского комплекса; 9 – гранодиориты золотоносной ассоциации; 10 – граниты и лейкограниты палеогеновые: а – шумнинские, б – богопольские; 11 – зоны разломов: I – Центрального Сихотэ-Алинского, II – Березовского, III – Ключевого; 12 – а – месторождение Искра, б – рудопроявления: Соболиное-1 (1), Кл. Кривого (2), Кл. Фановского (3), Порубское (4); 13 – интрузивные тела: Араратское (1), Антоновское (2), кл. Ветвистого (3), кл. Кривого (4); 14 – пос. Ленино; 15 – границы рис. 3.

**Рис. 3.** Геологическая схема рудного поля месторождения Искра. По [4] 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 – монцитонитиды 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.



**Таблица 1. Химический состав главных типов пород и возраст магматических комплексов Кавалеровского рудного района (по [2]).**

Комплекс	Березовско-Аралатский				Новогорский			Шумнинский		Дайковый	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	59,65	60,05	65,07	72,46	60,27	63,03	74,57	73,78	76,34	62,04	75,76
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,78	0,60	0,24	0,75	0,68	0,19	0,10	0,04	0,60	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,90	15,60	15,27	13,50	15,73	15,87	12,83	13,12	12,68	17,18	12,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	2,45	1,57	1,38	3,46	2,39	1,28	0,48	1,13	2,89	1,27
FeO	4,95	4,50	3,86	1,76	4,15	3,23	1,43	0,71	0,22	3,03	1,14
MnO	0,15	0,19	0,10	0,08	0,08	0,11	0,01	0,05	0,03	0,16	0,05
MgO	2,81	2,88	1,74	0,82	2,32	2,12	0,47	0,45	0,03	1,44	0,57
CaO	3,25	3,92	2,57	0,88	4,24	3,51	1,14	0,56	0,26	3,24	0,46
Na <sub>2</sub> O	3,10	3,32	3,12	2,07	3,29	3,18	2,94	3,43	3,40	3,39	0,55
K <sub>2</sub> O	4,08	4,80	5,19	6,17	2,15	3,21	4,10	4,39	4,65	2,37	6,59
F	0,05	0,02	0,08	0,02	0,06	0,04	0,03	0,13	0,20	0,07	0,12
Li	11	25	28	5	10	30	80	40	45	12	25
Rb	140	168	250	150	85	120	190	310	520	80	252
Sr	407	486		200	372	311	110	130	16	356	113
Ba	412	505		410	563	530	350	307	12	433	258
Ni	31	28	19	30	67	27	17	11	4	8	5
Co	14	10	24	3	27	12	4	2	2	4	1
Cr	45	49	30	26	195	45	21	13	4	13	7
V	120	113	151	28	175	104	65	30	4	47	6
Cu	55	64	12	58	55	47	50	28	10	31	12
Sn	4	5	5,5	6	2	5	5	10	13	4	11
Pb	14	31	19	50	8	31	157	26	81	34	36
Zn	50	54	28	17	58	84	234	47	100	65	42
B	57	40	18	40	80	92	19	14	20	60	23
Zr	190	169	43	223	162	135	120	131	93	169	130
Nb	24	12		22	6	4	15	22	50	8	16
Y	3	15	22	18	29	16	19	26	46	13	28
NK	7,18	8,12	8,31	8,24	5,44	6,39	7,04	7,82	8,05	5,76	7,14
K/NK	0,57	0,59	0,62	0,75	0,40	0,50	0,58	0,56	0,58	0,41	0,92
Возраст*	115–95 млн лет				100–85 млн лет			85–60 млн лет		70–60 млн лет	

*Примечание.* Здесь и далее в таблицах содержания оксидов и фтора приведены в мас. %, микроэлементов – в г/т; тире – содержание ниже чувствительности метода; пропуск – отсутствие данных. 1 – трахиандезиты, 2 – монциты, 3 – граносиениты, 4 – аплитовые граниты; 5 – андезиты, 6 – гранодиориты, 7 – граниты; 8 – граниты биотитовые, 9 – лейкограниты; 10 – глиноземистые андезиты, 11 – ультракалийевые риолиты.  
\*По данным обобщений: [2, 6]. NK=Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, K / NK = K<sub>2</sub>O / Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O.

Распространение рудоносных структур месторождения Искра на южном фланге ограничено зоной Ключевого разлома – одного из тектонических элементов Широкопадинской ВТС [12]. Эта вулканотектоническая структура сложена андезитами (дациандезитами) ранне-позднемиоценового синанчинского вулканического комплекса Сихотэ-Алиня. “Синанчинскими” предполагаются также некоторые до- и внутрирудные дайки дациандезитов – андезибазальтов месторождения. В центральной части рудного района в обрамлении Угловской ВТС, аналогичной

Широкопадинской, расположены многие проявления оловянной минерализации, в т. ч. месторождения Юбилейное, Левицкое. Интрузивная фация этого комплекса, которая часто описывается как новогорский интрузивный комплекс, представлена на большинстве месторождений района дайками и штоками кварцевых диоритов и гранодиоритов, тесно ассоциирующимися в пространстве и времени с рудными телами. Не является исключением по этому признаку и месторождение Искра: единичные дайки кварцевых диоритов, диоритовых и андезитовых порфири-

тов присутствуют в южной, наиболее важной в промышленном отношении части рудного поля. Скрытый на глубине >300 м шток кварцевых диоритов–гранодиоритов выявлен также в центральной части рудного поля (данные бурения). На незначительном удалении к востоку от месторождения (рис. 2) породы аналогичного состава слагают мощные дайки (штоки) на дневной поверхности. Некоторые из этих интрузивных тел сопровождаются минерализованными эксплозивными брекчиями с турмалином и незначительным (до 0,15%) содержанием олова. По геологическим признакам интрузивные тела новогорского комплекса на месторождении Искра имеют пред- и внутрирудное положение.

Более поздними, судя по пересечениям даек диоритовых порфиритов, являются дайки андезитов. Состав таких даек не постоянен – даже в пределах одного тела он может меняться от дациандезитового до андезибазальтового, хотя преобладают андезиты. В зальбандах даек андезитов обнаружены эллипсоидные включения (0,1–5,0 см), ориентированные длинной осью вдоль контакта. Они составляют до 10% объема породы и выполнены кварцем, кальцием и гидроксидами железа. Постмагматические минералы (карбонаты, хлорит, эпидот, пирит) в андезитах, независимо от положения даек относительно рудных тел, распределены приблизительно равномерно. Подобное распределение продуктов постмагматических процессов характерно для даек ассоциации высокоглиноземистых андезибазальтов–ультракалиевых риолитов [8, 11] (табл. 1). Ультракалиевые риодациты, особенности химизма которых, по-видимому, не связаны с их постмагматическим преобразованием, также присутствуют в рудном поле месторождения. Установлено, что эта контрастная ассоциация даек отмечает в районе палеогеновый этап магматизма и синхронна формированию руд важнейшей для него касситерит-силикатно-сульфидной формации [10, 13, 16]. В этой связи отметим, что на месторождении Искра неоднократно фиксировалось пересечение дайками андезитов (андезибазальтов) жил касситерит-кварц-хлоритового состава и пересечение самих даек поздними кварц-пиритовыми и кварц-карбонатными прожилками. Иногда эти дайки являются естественным ограничением рудных тел. В то же время, ультракалиевые порфиновые риодациты (риолиты) обнаруживают признаки грейзенизации и рассеяны прожилками кварц-касситеритового состава, т. е. предшествуют формированию раннего рудного парагенезиса. Возрастное и генетическое положение этой магматической ассоциации в районе однозначно не определено. По мнению В.К. Финашина [16], она является производной остаточных

очагов угловского (новогорского) комплекса. Основным фактом в пользу этой версии автор ее отмечает присутствие пород аналогичного состава в верхней части разреза эффузивной толщи Угловской ВТС.

А.П. Матюнин [7] описывает высокоглиноземистые андезиты как горнореченский комплекс района – возрастная аналогия регионального сияновского комплекса Сихотэ-Алиня (70–55 млн лет). Калиевые риолиты и гранит-порфиры он считает более древними, связывая их образование с взаимодействием очагов андезитовых (новогорско-угловской комплекс) и риолитовых (шумнинский комплекс) магм.

В. В. Поповиченко [10, 11] выделяет самостоятельную магматическую ассоциацию высокоглиноземистых андезибазальтов – ультракалиевых риолитов, отделяя ее от предшествующих высокоглиноземистых андезитов угловского комплекса. При этом он отмечает, что высокоглиноземистые андезибазальты, присутствующие на большинстве месторождений Кавалеровского района, “предшествуют оловянному оруденению или внедряются после формирования оловянных руд, но до завершения рудного процесса” [10, с. 55].

Немногочисленные, выявленные в южной (вовлеченной в эксплуатацию) части и на флангах месторождения пострудные дайки базальтов и андезибазальтов могут рассматриваться в составе суворовского комплекса Сихотэ-Алиня (45–55 млн лет).

Покровные риолиты и риодациты поздний палеоцен-эоценового богопольского комплекса к югу от ограничивающего рудоносные структуры месторождения Ключевого разлома в пределах Широкопадинской ВТС перекрывают синанчинские андезиты.

Дайки этого комплекса – риолиты, реже дациты – присутствуют, по геологическим наблюдениям, на северном фланге рудного поля. К востоку (юго-востоку) от месторождения известны штоки гранит (гранодиорит)-порфиров этого комплекса. Со скрытой интрузией таких гранитоидов некоторые исследователи предполагают связь оловянного оруденения. По геофизическим данным, купола гранитоидного состава фиксируются непосредственно у восточной и на удалении 2–3 км от западной границ рудного поля (рис. 2).

По составу руд, околорудных метасоматитов и отдельных слагающих их минералов [4] месторождение Искра является представителем главенствующего в Кавалеровском рудном районе хлоритового типа касситерит-силикатно-сульфидной формации. Наиболее существенная и очевидная особенность – наличие рудных тел (зоны Хлоритовая, Полярная) с высоким содержанием халькопирита (Cu до 15–25%

масс.), при относительно низком содержании обычных на месторождениях этого типа арсенопирита, галенита и сфалерита. При этом халькопирит обнаруживает сложные возрастные соотношения с касситеритом, что интерпретировано нами как свидетельство относительной кратковременности рудообразования.

Хлоритизация, как основной вид изменения вмещающих рудные тела пород, развита неравномерно и относительно слабо, особенно в пределах главной рудоконтролирующей структуры (зона Виктория). На разведанных до 400 м и вовлеченных в эксплуатацию до 200 м от поверхности уровнях не выявлена также и турмалинизация, характерная для большинства месторождений района. При этом в наиболее глубинной части рудных тел, а также на южном фланге, при слабом общем фоне, более интенсивно проявлена серицитизация и калишпатизация. Иногда в этих рудах присутствует также топаз. Флюорит, обычный в рудах аналогичных по типу минерализации месторождений, встречен в единичных прожилках во вмещающих породах юго-западной части рудного поля.

Отмеченные особенности, а также аномально высокие для района содержания индия и скандия в касситерите, индия в халькопирите месторождения Искра позволили нам высказать предположение о связи его формирования с деятельностью очага гранитоидной магмы. Индикатором такого очага, по нашему мнению, с наибольшей вероятностью могут быть палеогеновые граниты Антоновского массива, имеющие отчетливую редкометалльную специализацию (рис. 1, табл. 1).

#### МЕТОД И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для определения возраста минерализации и магматических пород – индикаторов очагов, с которыми эта минерализация могла быть связана, нами использован метод К-Аг изотопного датирования по валовым и мономинеральным пробам.

В подборе проб для анализа (табл. 2) мы исходили из того, что, в соответствии с приведенным выше описанием, на месторождении присутствуют до-, пред-, син- и пострудные магматические породы.

Как несомненно “дорудные” мы рассматривали в исследовании монцонитоиды Араратского массива, для которых ранее [2] К-Аг методом по фракциям биотита был определен возраст  $113 \pm 5$  млн лет для габбромонцонитов и  $103 \pm 5$  – для монцонитов.

Более близкими к оруденению – предрудными и внутрирудными – по геологическому положению и характеру постмагматических преобразований

предполагаются кварцевые диориты (гранодиориты, диоритовые порфириты) даек и штоков (пробы ГВ-427, 693). Аналогичное соотношение с оруденением (пред- и внутрирудные) предполагалось для даек риолитов (дацитов) в южной (промышленной) части месторождения, которые в исследовании представлены пробой серицитизированных и калишпатизированных (грейзенизация) риодацитов (обр. ГВ-418, рис. 4).

Внутрирудные андезиты (порфириты) были представлены пробой хлоритизированных с серицитом разностей (ГВ-706), а их пострудные, менее измененные (карбонатизация, эпидотизация) разности – пробой андезибазальтов из дайки, пересекающей (срезающей) рудное тело (обр. ГВ-698, рис. 5).

Расположенные за пределами рудного поля кварцевые диориты штоков ключа Ветвистого (проба А-106), сопровождаемых приконтактными турмалинитами с незначительным (до 0.15 %) содержанием олова, исследовались как вероятные аналоги кварцевых диоритов–диоритовых порфиритов месторождения.

С учетом приведенного выше предположения о возможной связи минерализации месторождения Искра с гранитами, проведено также определение изотопного возраста гранитов (лейкогранитов) Антоновского и Шумнинского массивов (пробы А-185 и ГВ-722, ГВ-725).

Исследование проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва) на масс-спектрометре МИ-2101ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера моноизотопа  $^{38}\text{Ar}$ . Содержание в пробах калия определялось методом пламенной спектрометрии. При расчете возраста использованы константы:  $\lambda_{\text{K}} = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$ ,  $\lambda_{\text{Rb}} = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$ ,  $^{40}\text{K} = 0.01167$  (ат. %).

Возможности К-Аг метода изотопного датирования, включая его вариант – метод  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , в последние годы существенно расширились как за счет разработки и применения новых методик, например, лазерного зондирования *in situ* отдельных зерен минералов в шлифах и аншлифах, так и совершенствования масс-спектрометрической аппаратуры. В то же время, традиционный вариант К-Аг метода в настоящее время не утратил своей актуальности и часто по-прежнему является единственным инструментом при датировании магматических пород и рудных образований. Как известно, для определения возраста докайнозойских горных пород предпочтительным является использование мономинеральных фракций слюд, амфиболов и полевых шпатов. Однако во многих ситуациях изучаемые пробы (особенно в случае

Таблица 2. Химический состав исследованных пород.

№ проб	A-117	ГВ-35	*ГВ-725а	ГВ-722	A-185	A-106	ГВ-693	ГВ-418	ГВ-706	ГВ-427	ГВ-698
SiO <sub>2</sub>	65,27	76,10	72,72	69,15	71,60	62,67	55,70	66,50	47,10	56,83	54,4
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,21	0,17	0,35	0,15	1,19	0,68	0,40	0,58	0,78	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,28	12,34	15,51	15,46	11,93	14,01	16,15	16,37	16,58	17,76	16,91
Fe <sub>2</sub> O	2,81	1,13	? 2,31	1,43	2,84	3,87	2,56	4,11	4,05	5,29	1,56
FeO	1,44	0,73		1,73	1,91	2,49	4,20	1,10	14,13	2,22	3,82
MnO	0,06	0,01	0,08	0,12	0,07	0,17	0,17	0,34	0,60	0,19	0,11
MgO	1,95	0,21	0,29	0,63	0,6	1,98	2,72	2,62	7,47	3,48	3,98
CaO	2,73	1,11	1,56	1,50	1,00	5,15	6,70	0,33	0,34	4,17	4,86
Na <sub>2</sub> O	3,71	2,50	3,69	4,30	4,23	3,58	3,34	0,39	0,02	3,39	3,94
K <sub>2</sub> O	3,97	4,35	3,55	4,10	3,72	2,95	2,63	3,93	0,96	2,25	3,00
ппп	0,13	0,35		0,61	1,45	0,18	4,20	3,69	7,25	3,28	6,02
H <sub>2</sub> O	0,67	0,85		0,23	0,14	1,28	0,48	0,10	0,38	0,07	0,24
F	0,078	0,015		0,11	0,59	0,071	0,045	0,14	0,33	0,12	0,11
Сумма	99,93	100,05	99,93	99,72	100,24	99,80	99,57	99,91	99,89	99,78	99,58
Rb	155	148	311	384	467	87	61	230	51	88	144
Sr	706	177	95	96	21	498	547	36	16	530	717
Ni	7	6	6	6	<4	20	17	13	184	35	6
Co	2	-	3	<5	16	21	<5	38	36	7	
Cr	13	7	12	<2	31	18	7	581	16	39	
V	57	40	48	<5	138	140	34	224	101	10	
Cu	30	9	12	78	44	25	73	3	43	8	
Sn	9	36	Ок.1д	12	<2	3	13	32	3	2	
Pb	54	41	170	17	14	12	74	26	18	12	
Zn	33	58	93	97	97	101	90	358	211	1100	
Nb	13	6	23	34	174	14	9	11	6	16	8
Y	21	16	73	120	243	24	25	16	21	30	18
Zr	160	167	125	278	217	123	136	116	83	138	150

*Примечание.* А-117 – кварцевый монцодиорит–монцогранодиорит, Араратский массив; ГВ-35 – аплитовый гранит с турмалином и хлоритизированным биотитом, там же; ГВ-725-а – биотитовый гранит, Шумнинский массив; ГВ-722 – то же, слабо грейзенизированный и альбитизированный; А-185 – обогащенная биотитом разность лейкогранитов, Антоновский массив; А-106 – биотит-роговообманковый кварцевый диорит верховьев кл. Ветвистого; ГВ-693 – дорудный диорит (диоритовый порфирит) слабо хлоритизированный и сульфидизированный, рудное поле месторождения Искра в южной промышленной части; ГВ-418 – предрудный риодацит пропицитизированный (грейзенизированный), там же; ГВ-706 – синрудный диоритовый порфирит сильно хлоритизированный с сульфидами, там же; ГВ-427 – синрудный кварцевый диоритовый порфирит (андезит) хлоритизированный с сульфидами, там же; ГВ-698 – пострудный андезибазальт относительно слабо хлоритизированный, карбонатизированный, с вкрапленностью пирита, там же. Силикатный и количественный спектральный (эмиссионный) анализы выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Содержание породообразующих окислов в пробе ГВ-725 определено рентгено-флуоресцентным методом в ИГЕМ РАН (Москва).

вулканических пород или пород основного состава) не содержат калиевых минералов, имеют афировую структуру или вследствие других причин не пригодны для минеральной сепарации. Это обстоятельство вынуждает использовать для изотопного анализа валовые пробы пород; критериями достоверности получаемых при этом изотопных датировок являются петрографические и стратиграфические факторы, такие как “свежесть” пород, совпадение значений возраста для проб пород одной геологической формации, согласие датировок с наблюдаемыми геологическими взаимоотношениями разновозрастных магматических образований и др. При соблюдении этих условий и корректной интерпретации получае-

мых результатов использование валовых проб пород для датирования рудных объектов является вполне оправданным подходом. Одним из свидетельств этого может служить хорошее соответствие полученных В.К. Финашиным с соавторами [15] датировок по валовым пробам и мономинеральным фракциям для пород месторождений Кавалеровского рудного района. Хорошей иллюстрацией информативности и достоверности калий-аргонового датирования магматических и связанных с ними постмагматических образований могут быть также результаты нашего исследования в Баджалском рудном районе [5]. Все это позволяет нам рассматривать полученные результаты (табл. 3) объективно и, в пределах возможностей ме-

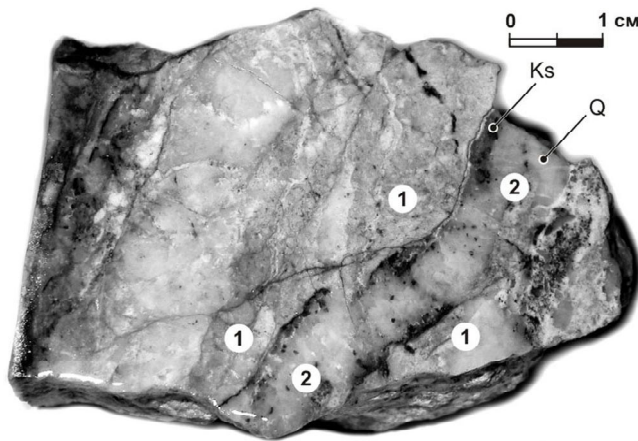


Рис. 4. Измененный (грейзенизация, пропилитизация) предрудный риодацит (1) рассечен прожилком кварца с касситеритом (2).

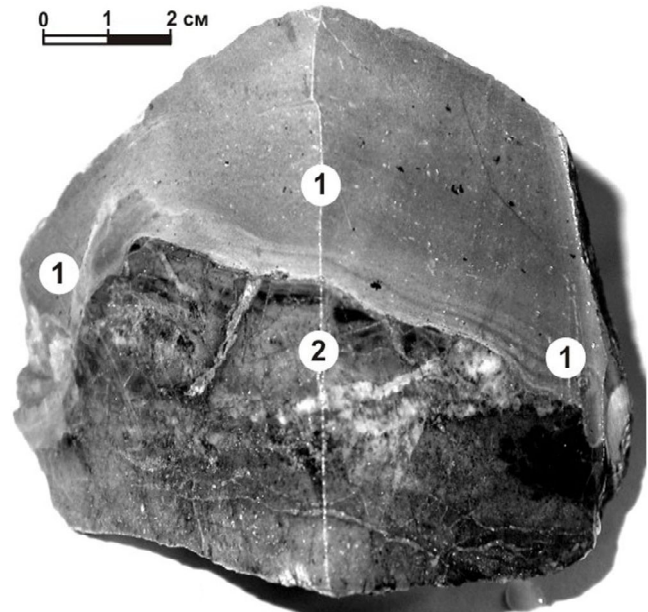


Рис. 5. Пострудный андезибазальт (1) пересекает (срезает) зону минерализации (2).

Таблица 3. Результаты изотопного датирования магматических пород и метасоматитов.

№ п/п	Анализируемый материал. Авт. №	Калий, % $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г) $\pm \sigma$	Возраст, млн лет $\pm 2 \sigma$	Привязка, порода
1	Биотит А-117	7,29 $\pm$ 0,07	51,1 $\pm$ 0,3	<b>98,3<math>\pm</math>2</b>	Араратский м-в. Кварцевый монцодиорит–монцогранодиорит
2	Гидрослюда ГВ-35	2,03 $\pm$ 0,03	11,20 $\pm$ 0,14	<b>78,0<math>\pm</math>3</b>	То же. Апогранит с хлоритизир. биотитом и с турмалином.
3	Биотит ГВ-725	6,41 $\pm$ 0,06	34,50 $\pm$ 0,15	<b>76,0<math>\pm</math>1,5</b>	Шумнинский м-в. Гранит наименее измененный.
4	Биотит ГВ-722	6,33 $\pm$ 0,07	31,85 $\pm$ 0,14	<b>71,1<math>\pm</math>1,7</b>	То же. Гранит слабо грейзенизированный, альбитизир.
5	Биотит А-185	6,08 $\pm$ 0,06	28,1 $\pm$ 0,5	<b>65,0<math>\pm</math>2</b>	Антоновский м-в. Лейкогранит с биотитом.
6	Амфибол А-106	0,69 $\pm$ 0,015	4,94 $\pm$ 0,05	<b>100,5<math>\pm</math>4</b>	Искра, кл. Ветвистый. Кварцевый. диорит слабо измененный.
7	Вал А-106	2,20 $\pm$ 0,02	11,68 $\pm$ 0,08	<b>75,0<math>\pm</math>1,7</b>	То же.
8	Вал ГВ-693	1,99 $\pm$ 0,02	10,77 $\pm$ 0,17	<b>76,5<math>\pm</math>3</b>	Искра. Дорудный диорит (диор. порфирит) слабо хлоритизирован., сульфидизированный.
9	Вал ГВ-418	2,96 $\pm$ 0,03	15,14 $\pm$ 0,08	<b>72,5<math>\pm</math>1,5</b>	Искра. Предрудный риодацит пропилитизированный.
10	Вал ГВ-706	0,61 $\pm$ 0,015	2,79 $\pm$ 0,06	<b>64,5<math>\pm</math>3</b>	Искра. Синрудный диоритовый порфирит сильно измененный.
11	Вал ГВ-427	1,90 $\pm$ 0,02	8,50 $\pm$ 0,09	<b>63,5<math>\pm</math>2</b>	Искра. Синрудный кв. диоритовый порфирит (андезит).
12	Вал ГВ-698	2,51 $\pm$ 0,03	10,90 $\pm$ 0,08	<b>61,6<math>\pm</math>1,7</b>	Искра. Пострудный андезибазальт.

тогда, достоверно характеризующими время и последовательность геологических событий.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В интерпретации полученных результатов мы, исходя из предположения о том, что исследуемый

объект является элементом рудно-магматической системы Кавалеровского рудного района, использовали сведения об эволюции области генерации (магматизм) и области концентрирования (рудообразование) РМС, в т.ч. графического обобщения результатов изотопно-геохронологических исследований (рис. 6).



Изотопная дата по биотиту для кварцевых монцидиоритов–гранодиоритов Араратского массива (табл. 1) хотя и отличается от полученных нами ранее результатов, вполне соответствует времени формирования березовско-араратского комплекса по данным обобщений. При этом необходимо учитывать, что в Араратском массиве это поздняя интрузивная фаза. Еще более “молодой” для этого комплекса возраст турмалинсодержащих аплитов может быть обусловлен тем, что исследовался интенсивно измененный (хлоритизация, гидратирование) биотит. Однако обратим внимание на близость этой изотопной даты с датами, полученными для шумнинских гранитов и незначительно измененных кварцевых диоритов рудного поля.

Значительно различаются даты, полученные по амфиболу и валу (А-106) для кварцевых диоритов штока верховьев ключа Ветвистого (рис. 2). Исходя из общих принципов изотопно-геохронологического исследования, как вероятный “собственный” возраст этих пород необходимо рассматривать дату 100 млн лет. Дата 75 млн лет, полученная “по валу”, может фиксировать время последующего преобразования пород, которое проявлено почти полной хлоритизацией биотита, альбитизацией и перекристаллизацией до гранобластовой роговиковоподобной структуры основной массы. Вновь отметим близость полученной даты изотопному возрасту шумнинских гранитов.

Совпадает с возрастом шумнинских гранитов возраст слабо измененных дорудных кварцевых диоритов рудного поля (ГВ-693), которые по химическому и минеральному составу аналогичны породам штока Ветвистого и вместе с ними рассматриваются представителями новогорского комплекса.

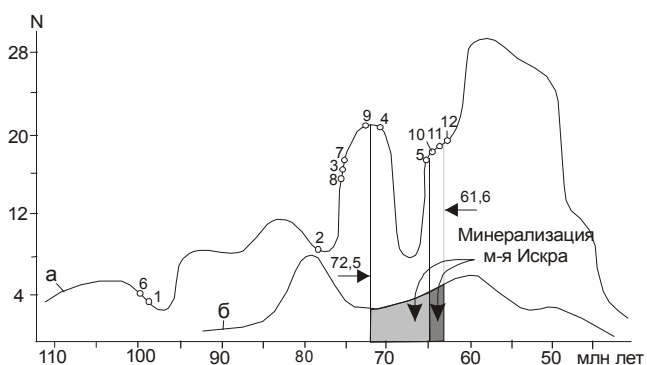
Следующими по возрасту среди магматических пород рудного поля определены пропилитизирован-

ные (грейзенизированные) риодациты (ГВ-418), которые по геологическим наблюдениям характеризуются как прерудные. Их изотопная дата ( $72,5 \pm 1,5$ ) может считаться ограничивающей возраст минерализации “снизу”, хотя очевидно, что истинный возраст оруденения должен быть более молодым. Вероятно, он близок к возрасту внутрирудных диоритовых порфиритов и андезитов –  $64,5$ – $63,5$  млн лет (ГВ-706 и ГВ-427), которые в рудном поле редко вмещают оловянную минерализацию, но всегда хлоритизированы, содержат вкрапленность и прожилки поздних сульфидов.

Отметим, что риодациты (дациты) по определенному нами возрасту не могут быть признаны представителями ассоциации ультракалийевых риолитов–андезибазальтов дайковой серии Кавалеровского района (табл.1). В.К. Финашин [16] и А.П. Матюнин [6, 7] рассматривали такие риолиты в составе новогорского комплекса индикаторами его остаточного очага. Характерно, что, по нашим данным [4], эти магматические породы среди всех образований рудноносной структуры имеют самое высокое ( $>110$  г/т) содержание бора. Бороносные же брекчии (турмалиниты) сопровождают шток кварцевых диоритов ключа Ветвистого, которые по геохимическим признакам и возрасту признаются новогорскими. Риолиты, вероятные аналоги исследованных, по нашим наблюдениям, присутствуют в экзоконтактной зоне этого штока.

С другой стороны, определенный изотопный возраст риодацитов вероятнее всего фиксирует время их пропилитизации (грейзенизации). В этом случае, показательна близость его к возрасту грейзенизированных шумнинских гранитов ( $71,1 \pm 1,7$ ; ГВ-722), которая может указывать на “гранитный” источник грейзенизирующих флюидов и сменяющих их во времени рудоносных гидротерм. Близость (аналогичность) возраста поздней фазы шумнинского комплекса – лейкогранитов Антоновского массива ( $65 \pm 2$ ; А-185), сопровождающихся слабооловоносными сидерофиллитовыми с флюоритом и топазом грейзенами, к возрасту внутрирудных даек в этом отношении также показательна.

Андезибазальтовые порфириты из дайки, пересекающей рудное тело и ограничивающей таким образом рудообразование “сверху” (ГВ-698), имеют изотопный возраст  $61,6 \pm 1,7$  млн лет. Вместе с близкими им по возрасту и составу породами внутрирудных даек они могут быть представителями указанной выше дайковой серии Кавалеровского оловорудного района. Возраст их соответствует завершению синанчинского и началу богопольского магматизма Сихотэ-Алиня.



**Рис. 6.** Положение полученных результатов (табл. 3) на кривых распределения изотопных дат магматических пород (а) и оловянного оруденения (б) Кавалеровского рудного района, по [6].

Сопоставляя полученные результаты с графическим обобщением данных аналогичных исследований по Кавалеровскому району в целом, отметим, что они, в основном, вполне логично располагаются вблизи максимумов или на максимумах кривой возраста магматических пород (рис. 6). Нелогичным кажется приуроченность интервала 72,5–64,5 млн лет минерализации месторождения Искра к “затуханию” магматизма до минимума и близкому к “фоновому” положению кривой рудообразования. Это подчеркивает обоснованность нашего замечания о том, что ограничение возраста оруденения “снизу” возрастом измененных риодацитов весьма условно. Более вероятна дата около 65 млн лет.

Результаты исследования заставляют внимательнее отнестись к мнению об активной роли в формировании оловянной минерализации Кавалеровского района гранитоидных очагов [3, 6, 7], производными которых среди исследованных пород могут быть граниты Шумнинского и Антоновского массивов.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Результаты калий-аргонового изотопного датирования даек, ограничивающих минерализацию оловорудного (медно-оловянного) месторождения Искра “снизу” и “сверху”, фиксируют время его формирования в интервале 72,5–61,6 млн лет. Это подтверждает ведущую роль выделяемого большинством исследователей поздней мел–раннепалеогенового этапа оловянного рудообразования в Кавалеровском рудном районе и Сихотэ-Алине в целом.

2. Возрастное соотношение исследованных магматических и рудных образований, с учетом их геохимических особенностей, позволяет предполагать участие в рудообразовании месторождения разных по составу магматических очагов. Одна из моделей такого взаимодействия, в основе которой лежит представление об активизации обогащенных рудными и летучими компонентами остаточных гранитоидных магм интрузиями базитовых расплавов, предложена А.П. Матюниным [6] и находит подтверждение в результатах нашего исследования. Эта особенность характеризует месторождение как полигенное и, по данным эксплуатационных работ на подобных объектах, высокоперспективное.

3. С учетом особенностей геологического положения исследованных нами образований, формирование оловянной и сопутствующей ей медной минерализации месторождения Искра могло быть относительно кратковременным – в интервале 65,0–1,6 млн лет. Приуроченность этого интервала в современных геодинамических схемах эволюции региона к перио-

ду смены режима активной субдукционной окраины андийского типа на режим трансформной окраины калифорнийского типа [17], по нашему мнению, не является случайной и требует целенаправленного анализа имеющихся и получения новых сведений по этому вопросу на других объектах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-65270) и Президиума ДВО РАН (проекты № 05-1-ОНЗ-104 и № 05-3-Г-08-090).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
2. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 297 с.
3. Зональность и глубинность оловянного оруденения (На примере Кавалеровского района) / Ред. Е.А. Радкевич. М.: Наука, 1980. 179 с.
4. Кокорин А.М., Гвоздев В.И., Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Коростелев П.Г., Семеняк Б.И. Месторождение Искра – новый объект Кавалеровского оловорудного района (геология, состав руд, генезис) // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 1. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 226–247.
5. Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И. Геохронология процессов магматизма, метасоматоза и рудообразования в Верхнеурмийском рудном поле (Хабаровский край, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 1. С. 70–83.
6. Матюнин А.П. Магматизм Кавалеровского и Верхне-Арминского оловорудных районов: Дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 1988. 206 с.
7. Матюнин А.П. Магматизм как фактор контроля оловянного оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 59–66.
8. Некрасов И.Я., Попов В.К. О ступенчатом механизме концентрации рудного вещества на примере Арсеньевского оловорудного месторождения // Докл. АН СССР. 1990. Т. 15, № 6. С. 1437–1442.
9. Орехов А.А., Гоневчук В.Г. Магматизм как фактор формирования контрастной оловянно-золотой минерализации Кавалеровского рудного района (Приморье) // Тезисы докл. Второй Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2004. С. 131–132.
10. Поповиченко В.В. Взаимоотношения магматизма и оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 45–57.
11. Поповиченко В.В. Эволюция магматизма Кавалеровского рудного района (Приморье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1992. 32 с.

12. Сахно В.Г., Матюнин А.П., Чащин А.А. Магматизм Широкопадинской рудно-магматической системы (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 74–91.
13. Томсон И.Н., Тананаева Г.А., Полохов В.П. Взаимоотношения различных типов оловянного оруденения в южном Сихотэ-Алине (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 4. С. 357–372.
14. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
15. Финашин В.К., Литаврина Р.Ф., Косенко В.И. и др. Об абсолютном возрасте оловянного оруденения Кавалеровского рудного района // Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 71–80.
16. Финашин В.К. Оловорудные месторождения Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 175 с.
17. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.

Поступила в редакцию 29 августа 2005 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

***V.G. Gonevchuk, G.A. Gonevchuk, A.M. Kokorin, V.A. Lebedev, A.A. Orekhov***

**New isotope-geochronological data, and some genesis problems of tin mineralization of Kavalerovo district (Primorye, Russia)**

The probable period of formation (72.5–61.6 million years) of the Iskra tin deposit in the Kavalerovo ore district is determined for the first time based on the results of isotope-geochronological (K-Ar) investigation. New datings for magmatic complexes were obtained, which are presumably related to mineralization of the district. The results of the investigation together with the mineralogical and geochemical features of the ores and rocks of the dike complex closely connected with ore formation, which were earlier recognized by the authors, allow us to suggest the formation of the deposit from the interaction of different-composition magmatic chambers. The granitoid chamber is the most significant in this process. The change of the general geodynamic regime in the region under study is assumed to strongly influence ore formation.

***Key words:* tin mineralization, ore magmatism, isotope dating, Sikhote-Alin, Kavalerovo ore district.**