

О. В. ПЕТРОВ*, Б. К. МИХАЙЛОВ**, С. С. ШЕВЧЕНКО*, М. И. РОЗИНОВ*,
Д. И. КОЛЕСНИКОВ*, К. И. ЛОХОВ*, Э. М. ПРАСОЛОВ*, Э. Б. ПРИЛЕПСКИЙ*, Н. Г. БЕРЕЖНАЯ*,
Д. И. МАТУКОВ*, И. Н. КАПИТОНОВ*, Э. В. БЫКОВА*, С. А. СЕРГЕЕВ* (*ВСЕГЕИ, **ФАН РОСНЕДРА)

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УНИКАЛЬНОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДУКАТ КАК КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Осуществлено геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение эпитермальных сереборудных золотосодержащих месторождений из Охотско-Чукотского вулканического пояса: крупного месторождения Дукаг и ряда средних объектов (Мечта, Тидид, Гольцовое и др.). Геохронологические исследования вмещающих вулканитов выполнены при помощи U-Pb системы по цирконам. Установлено, что риолиты Дукага имеют раннемеловой возраст (130–134 млн лет), а аналогичные породы на более мелких объектах — моложе (82–86 млн лет). Того же возраста и кислые интрузивные породы, ассоциированные с месторождениями (81,5–84 млн лет). Отличительной особенностью риолитов Дукага является присутствие в них детритовых цирконов докембрийского возраста. Изучение Rb-Sr изотопной системы в породах и рудах Дукага позволяет предполагать возраст оруденения от 90 до 120 млн лет. Изотопная систематика свинца (по рудным галенитам) показывает, что во всех объектах присутствует однородный свинец с существенным преобладанием мантийной составляющей. Данные по легким стабильным изотопам (углерод и сера) также позволяют предполагать существенный вклад мантийного источника в рудоконтролирующий флюид. Изотопная систематика благородных газов (гелия и аргона) из включений в минералах позволяет утверждать, что на Дукаге имел место существенный вклад мантийного компонента во флюидную систему, в то время как в более мелких объектах он весьма мал. Анализ комплекса геохронологических и изотопно-геохимических данных позволил сформулировать четкие критерии масштабности оруденения такого типа: наличие во вмещающих вулканитах детритовых цирконов докембрийского возраста и существенная доля мантийного гелия во флюидных включениях в минералах рудных ассоциаций.

Geochronological and geochemical study of the epithermal silver-bearing and gold containing ore deposits from the Okhotsk-Chukotsk volcanic belt was carried out. The deposits studied were: large one Ducat and the lesser ones Mechta, Tidid, Goltsovoye and others. Geochronological studies were done by means of the U-Pb isotopic system in zircons. It was found that the rhyolites of Ducat have Low-Cretaceous age (130-134 m.y.), while analogous rocks from the lesser objects are younger (82-86 m.y.). Analogous values of the age have intrusive granite-type rocks, associated with the deposits (81,5-84 m.y.). The main peculiarity of the Ducat rhyolites is that they contain detritic zircons of Precambrian age. The study of Rb-Sr isotopic system in the rocks and ores of Ducat reveal, that the age of deposition can be estimated in the range from 90 to 120 m.y. Isotopic systematics of lead in ore galenas has shown that in the all of the objects the lead has uniform isotopic signature, which can be interpreted as a mixture with dominance of the mantle component. The data upon light stable isotopes (carbon and sulfur) also are not in the contradiction with the idea of dominance of the mantle derived fluid. Isotopic systematics of the rare gases (helium and argon) from fluid inclusions from the minerals reveals, that for the Ducate case it was essential input of the mantle – derived component into the fluid phase. Analysis of isotopic geochemical and geochronological complex data for the studied deposits leads to formulation of clear and robust criteria of the scale of such type of mineralization: occurrence of detritic zircons of Precambrian age in the host volcanics and occurrence of the mantle component of helium in the fluid inclusions in the minerals of the ore associations.

Эпитермальные золото-серебряные месторождения, характеризующие металлогенический облик Востока России, залегают в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Их принято относить к вулканогенному типу. Между тем само формирование окраинно-континентального

вулканического пояса знаменует исключительно высокую тепловую активность глубоких недр. В этой связи встает вопрос о том, каково действительное соотношение глубинных и приповерхностных процессов в развитии эпитермального рудообразования.

Среди многочисленных золото-серебряных месторождений выделяются особо крупные объекты. Уникально месторождение Дукат, которое входит в число рудных гигантов мира. Его минеральные образования должны нести свидетельства масштабы проявления рудных процессов, в том числе и на изотопно-геохимическом уровне. Обнаружение таких признаков представляет непосредственно практический интерес.

Уникальность этого месторождения определяется еще и его ярко выраженной серебряной специализацией. Причины сепарации главных рудных элементов остаются неизвестными. И выяснение судьбы «пропавшего» золота становится приоритетной задачей. В обрамлении вулканического пояса среди осадочных пород его основания широко распространены мезотермальные золоторудные (золото-сульфидные) месторождения, составляющие другой тип промышленных объектов. Существуют ли какие-либо линии генетической связи между теми и другими?

Имеющиеся геохронологические данные по месторождению, полученные с использованием К-Аг и Rb-Sr изотопных методов, оставляют нерешенными проблемы корректной датировки магматических комплексов, взаимоотношений и взаимосвязи вулканических и плутонических ассоциаций, датировки процессов рудообразования. Изотопно-геохимические данные, основанные на изотопных систематиках S, C, O, Pb, противоречивы и не позволяют построить адекватную модель рудообразования.

Подходы к решению этих вопросов могут быть намечены лишь на основе применения современных изотопно-геохимических методов. Конкретной задачей исследования являлось получение новой изотопно-геохимической и геохронологической информации на основе комплекса современной аппаратуры и методик:

1. Высокоразрешающее изотопное датирование магматических и метасоматических процессов с использованием U-Pb методики по единичным зернам цирконов.

2. Определение источников рудного вещества и рудоносных флюидов на основе максимально широкого комплекса изотопных систем (C, O, S, Pb, He, Ar).

Новые изотопные данные явились базой для разработки как геолого-генетических моделей месторождения, так и для выявления изотопных критериев масштабы месторождений такого типа.

Геологическое строение месторождения

Последовательность геологических событий. История геологического развития Дукатского рудного района в пределах Омсукчанской металлогенической зоны отмечена следующими событиями (рис. 1).

В раннем мелу на терригенном основании, сложенном пермскими и триасово-юрскими порода-

ми, произошло заложение рифтогенного прогиба, которое предшествовало формированию Охотско-Чукотского вулканического пояса. К этому этапу относится образование рудовмещающей толщи калиевых риолитов аскольдинской свиты, которая перекрыта угленосными осадками омсукчанской серии (K₁).

Депрессионный режим сменился локальным воздыманием с оформлением купольного поднятия. Позднейшие вулканические образования, представленные андезитами таватумской (каховской) свиты и риодацитами наяханской (шороховской) свиты (K₂), размещались за пределами купольного поднятия. Его границы очерчены кольцевыми дайками и ступенями субвулканических тел андезитов и риодацитов.

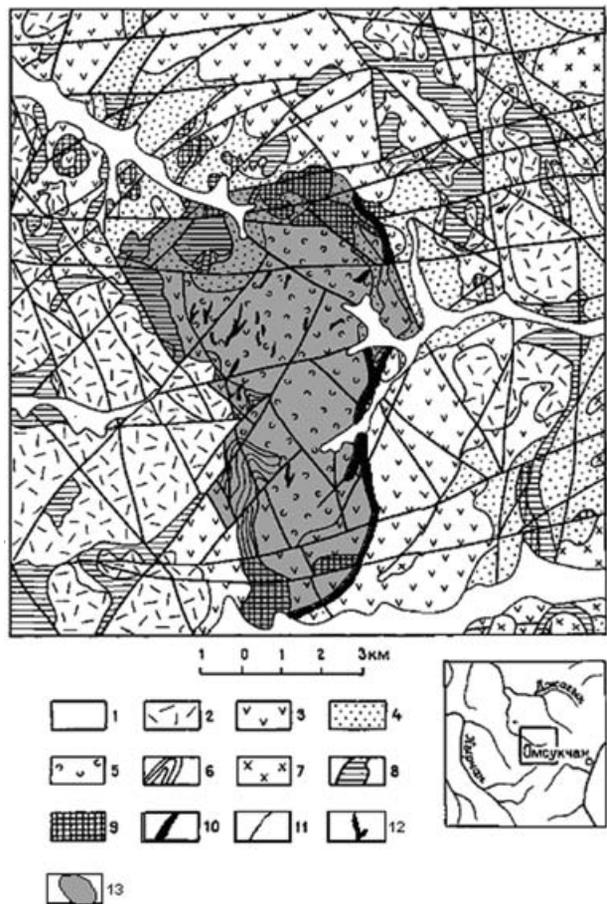


Рис. 1. Схема геологического строения Дукатского рудного района (по материалам [11] с упрощениями):

1 — аллювиальные отложения, Q; 2 — риолиты, риодациты наяханской (шороховской) свиты, K₂; 3 — андезиты, андезито-базальты, их лавобрекчии, конгломераты таватумской (каховской) свиты, K₁₋₂; 4 — песчаники, алевриты, гравелиты омсукчанской серии, K₁; 5 — риолиты аскольдинской свиты, K₁; 6 — песчаники, алевриты, T₃; 7 — диориты, гранодиориты, K₁₋₂; 8 — 9 — субвулканические тела и экструзии; 8 — риолиты, K₂; 9 — андезиты, реже дациты, K₁₋₂; 10 — дайки риолитов, K₁₋₂; 11 — разломы; 12 — рудные тела; 13 — площадь купольной структуры

Магматическая деятельность завершилась внедрением многофазной интрузии гранитов, подсеченных на глубине 1,3 км структурными скавжинами. С ними связан зональный контактовый метаморфизм риолитов аскольдинской толщи.

Этапы рудообразования. Процессы рудообразования, по-видимому, были инициированы тепловой мобилизацией приповерхностной гидротермальной системы и перестройкой ее циркуляции при возникновении купольного поднятия и раскалывании его центральной части, испытавшей максимальное растяжение. Эти расколы способствовали организации конвективных движений в гидротермальной системе в пределах аскольдинской вулканической толщи под экраном нижнемеловых осадков. С ее деятельностью связаны объемные метасоматические изменения (гидрослюдизация) рудовмещающих риолитов, распространившиеся на всю мощность аскольдинской толщи.

Накопление серебряных руд происходило в течение трех последовательных стадий: кварц-сульфидной (полиметаллической с галенитом и сфалеритом), кварц-адюляровой (с аргентитом) и кварц-родохрозитовой (с самородным серебром). Последние две имеют главное промышленное значение. Их руды слагают жилы и зоны прожилкования, будучи телескопированы в пределах обновлявшихся разрывных нарушений. Рудные тела с кварц-сульфидной и кварц-адюляровой минеральными ассоциациями сопровождаются зонами продвинутой околорудной гидрослюдизации (кварц-гидрослюдистые метасоматиты). На подрудных горизонтах им соответствуют многочисленные мелкие сульфидные и адюляровые прожилки. Для кварц-родохрозитовой жильной ассоциации околорудные изменения не характерны.

Более поздняя по отношению к серебряным рудам минерализация сформировалась в три этапа. К первому относится система карбонат-серицит-(мусковит)-пиритовых (с арсенопиритом) прожилков, предшествующих проявлению контактового метаморфизма и широко распространенных по площади преимущественно на подрудных горизонтах. Второй этап представлен плутоногенной редкометаллической (касситеритовой) минерализацией, проявившейся после завершения контактового метаморфизма. Она наложилась на серебрянорудные тела, вызвав скарнирование родохрозитовых руд — трансформацию их в кварц-родохрозит-родонитовую ассоциацию. На третьем, завершающем этапе возникли локальные проявления урановой минерализации.

Изотопная геохронология

Изверженные породы. U-Pb система. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами

цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодо-люминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов.

Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в статье [22]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 5 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 25 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID, см. [20]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416,75 млн лет [15]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне двух сигма. Построение графиков с конкордией [21] проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [19].

Результаты датирования главных разновидностей вулканических и интрузивных пород, выполненных локальным U-Pb методом по магматическим цирконам, приведены в табл. 1.

В рудовмещающих калиевых риолитах призматические кристаллы циркона имеют зональное строение с понижением к краям концентрации урана. По всему сечению кристаллов присутствуют расплавные включения. Но на периферии зерен включения приобретают двухфазный состав: наряду с расплавом в них появляется газовая фаза. Значения возраста цирконов укладываются в интервале 130–134 млн лет. В этих риолитах установлены также детритовые цирконы, все они имеют докембрийский возраст.

Для некоторых разновидностей интрузивных пород из скважин — от диорита до гранита — получено устойчивое значение возраста 84,5 млн лет. Отклонения установлены только для гранофиловых гранитов, в которых появляется дополнительная, постмагматическая генерация цирконов. Они обладают высокой концентрацией урана с нарушением соотношения Th/U и насыщены флюидными включениями, слагающими до половины объема кристаллов. По техническим причинам в высокоурановых цирконах имеет место некоторое завышение расчетного возраста.

Более молодой возраст установлен для оловяносных гранитов из ряда массивов омсукчанского комплекса (81,5–84 млн лет). Близки значения возраста риодацитов наяханской свиты, вмещающие серебро-полиметаллическое оруденение на осадочных месторождениях Мечта, Тидид, Гольцовое (82–86 млн лет).

В цирконах из всех изученных пород не удалось найти каких-либо внешних зон обрастания, которые могли бы характеризовать рудный про-

**РЕЗУЛЬТАТЫ УРАН-СВИНЦОВОГО ДАТИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ
И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ЦИРКОНОВ**

№ п/п	Проба	Порода, массив	Th/U	Содержание урана, ppm	Возраст, млн лет	Колич. определений
1	1/87	Афировый риолит	0,36 ÷ 0,77	131 ÷ 1335	131,05 ± 0,66 134,92 ± 0,95	13 4
2	5/87	Порфиновый риолит	0,13 ÷ 0,96	141 ÷ 1087	134,0 ± 2,5	6
3	6/87	»	0,67 ÷ 1,26	93 ÷ 564	132,8 ± 1,9	5
4	545/87	»	0,12 ÷ 0,77	383 ÷ 1149	133,6 ± 1,2	5
5	840	»	0,20 ÷ 1,03	68 ÷ 765	134,5 ± 1,5	11
6	647	»	0,29 ÷ 0,72	113 ÷ 697	130,05 ± 1,2	10
7	869	»	0,44 ÷ 0,73	51 ÷ 486	130,0 ± 1,4	7
8	872	Невадит	0,36 ÷ 0,74	41 ÷ 533	131,9 ± 2,0	5
9	883	Диорит	0,35 ÷ 0,53	169 ÷ 1218	84,28 ± 1,1	7
10	883	»	0,06 ÷ 0,21	1714 ÷ 2184	84,62 ± 0,6	5
11	856	Гранит порфировидный	0,33 ÷ 0,76	204 ÷ 1256	84,49 ± 0,51	12
12	882	Гранит равномернозернистый	0,35 ÷ 0,68	168 ÷ 729	84,5 ± 1,0	8
13	32–33	Гранит гранофировый	0,04	2407 ÷ 3142	86,8 ± 0,82	2
14		»	0,05	2407 ÷ 3270	87,45 ± 7,7	3
15	725	Риодацит	0,24 ÷ 0,52	392 ÷ 1441	85,8 ± 1,0	8
16	1845	Риодацит	0,37 ÷ 0,55	269 ÷ 1119	81,7 ± 0,09	8
17	108	Гранит. Лево-Омсукчанский	0,35 ÷ 0,84	67 ÷ 1507	81,46 ± 0,71	7
18	1870	Гранит. Пестринский	0,07 ÷ 0,35	440 ÷ 4438	83,85 ± 1,0	10
19	127	Гранит. Маяк	0,3 ÷ 0,65	289 ÷ 2632	82,1 ± 1,0	7
20	1670	М-ние Тидид. Ксенолиты гранита в риолите	0,57 ÷ 1,29	387 ÷ 1021	87,0 ± 1,6	6

Примечание: **1–14** — м-ние Дукат: **1** — скв. 101: 135, 145, 174, 217, 285 м (свод. пр. из 5 обр.); **2** — скв. 101: 314, 416, 517,5 м (свод. пр. из 3 обр.); **3** — скв. 101: 381, 384, 444 м (свод. пр. из 3 обр.); **4** — уч. Смелый, свод. пр. из отд. обр.: шт. 60: штр. 52, кв. 3 (9 обр.); штр. 13, кв. 2 (8 обр.); шт. 61, штр. 2, кв. 22 (9 обр.); **5** — скв. 101: 1075, 1081, 1125, 1150, 1200, 1225, 1250, 1261, 1300 м (свод. пр. из 8 обр.); **6** — скв. 574: 358 м, скв. 562: 170 м; скв. 400: 450 м; скв. 20: 75, 97, 135, 205 м (свод. пр. из 7 обр.); **7–8** — верховья руч. Непонятный; **9–10** — скв. 10, 1065–1335 м; скв. 101, 1478 м (свод. пр. из отд. обр.); **11** — скв. 101, 1437–1499 м (свод. пр. из отд. обр.); **12** — скв. 10, 1025 м; **13–14** — скв. 101, 1337–1372 м (свод. пр. из отд. обр.); **15** — м-ние Мечта; водораздел руч. Лан-Пограничный, Лан-Мечта (свод. пр. из 10 обр.); **16** — м-ние Гольцовое, водораздел руч. Крутой-Иран (свод. пр. из 10 обр.); **17–19** — граниты омсукчанского комплекса: **17** — южнее рудн. Хатарен, **18** — правый борт р. Тап, **19** — левый борт руч. Останцовый против выс. 1168 м, **20** — граниты быстринского комплекса, руч. Горелый. Постмагматические цирконы (**13**, **14** и **18**) отличаются от магматических высоким содержанием урана, что приводит к завышению их возраста.

цесс. В целом геохронологические данные по цирконам позволили выявить следующие закономерности:

1) риолиты аскольдинской свиты, вмещающие месторождение Дукат, демонстрируют самый древний, раннемеловой возраст и содержат захваченные из фундамента цирконы докембрийского возраста;

2) интрузивные породы Дуката позднемелового возраста, несколько моложе пород интрузивно-омсукчанского комплекса;

3) риодациты наяханской свиты, вмещающие средние и мелкие месторождения, также поздне-мелового возраста.

Rb-Sr система. Изучение Rb-Sr системы выполнено с использованием стандартных химических процедур, измерения выполнены при помощи термоионизационного масс-спектрометра ThermoFinnigan Tritone.

Rb-Sr изохронным методом датированы рудо-вмещающие риолиты аскольдинской свиты (табл. 2). Возраст риолитов, подвергшихся метасоматическим

изменениям (гидрофлюидизации), 119 млн лет. Возраст риолитов, интенсивно метаморфизованных в экзоконтакте с гранитной интрузией, — 88,5 млн лет. Это соответствует Rb-Sr возрасту гранитов [10]. Не противоречивые данные по Rb-Sr и U-Pb системам получены для риодацитов наяханской свиты и гранитам лево-омсукчанского комплекса.

Руды. Rb-Sr изохронный возраст кварц-адуляровых руд (86 ± 4 млн лет) идентичен возрасту гранитов и метаморфизованных риолитов [10]. Эти данные показывают, что либо адуляровые руды были продуцированы гранитами или рудовмещающими риолитами в ходе их метаморфизма в период времени 88,5–86 млн лет, либо несколько ранее и были метаморфизованы совместно с породами комплекса. Осредненная величина начального отношения изотопов стронция $I_0 = 0,7072$ в рудах отлична от таковых как в гранофировых гранитах ($I_0 = 0,7033$), так и в метаморфизованных риолитах ($I_0 = 0,7099$).

Возможны два варианта интерпретации. Один вариант сводится к признанию того, что адуляро-

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОХРОННОГО ДАТИРОВАНИЯ РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫМ МЕТОДОМ

Порода, минеральная ассоциация	Изохронный возраст, млн лет ($T \pm 2\sigma$)	Начальное отношение ($I_0 \pm 2\sigma$)
Месторождение Дукат		
Риолиты, хлорит-альбит-гидрослюдистая ассоциация	119,3 ± 3,4	0,7041 ± 0,0006
Контактово-метаморфизованные риолиты, андалузит-полевошпатовая ассоциация	88,7 ± 1,8	0,7099 ± 0,0007
Граниты равномернозернистые и порфириовидные	93 ± 4	0,7038 ± 0,0005
Граниты гранофировые	88,5 ± 3,7	0,7033 ± 0,0020
Адуляровые руды	86,1 ± 4	0,7072 ± 0,0027
Месторождение Мечта		
Риодациты	90,5 ± 2,4	0,7047 ± 0,0003
Лево-Омсукчанский массив		
Граниты лейкократовые	77,7 ± 2,7	0,7049 ± 0,0005

вые руды были генерированы неизвестным источником с $I_0 = 0,7072$ и время их образования может соответствовать полученному изохронному возрасту (86 млн лет). Это должно означать существование единой позднемеловой эпохи серебряного рудогенеза с размещением одновозрастных месторождений среди разновозрастных вулканических толщ: нижнемеловых, как на м-нии Дукат, или верхнемеловых, как на большинстве соседних месторождений (Мечта, Тидид, Гольцовое и др.). Другой вариант предусматривает возможность образования адуляровых руд за счет мобилизации вещества из рудовмещающих риолитов на некотором промежуточном этапе эволюции их Rb-Sr системы в твердом состоянии. Время мобилизации определяется от 104 до 119 млн лет (рис. 2).

Изотопная геохимия

Состав Pb. Изучение изотопного состава свинца в галенитах выполнено посредством лазерно-абляционной методики. Для измерений использовался масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой ThermoFinnigan Neptune с эксимерным лазером DUV-193. Параметры абляции: размер пятна — 20 мкм, энергия в импульсе — 10 мДж, темп следования импульсов 2–4 Гц. В качестве внешнего стандарта использовано синтетическое стекло NIST-611.

В табл. 3 приведен изотопный состав рудного свинца (из галенитов) разномасштабных месторождений Омсукчанской зоны. Все они обладают сходными соотношениями изотопов. На диаграм-

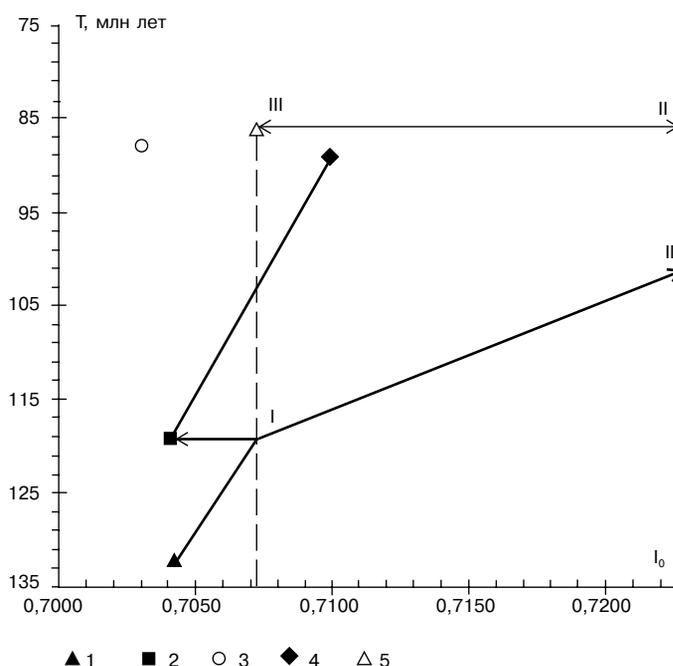


Рис. 2. Диаграмма, иллюстрирующая скорректированную схему [10] эволюции Rb-Sr системы кварц-адуляровых руд (T — время, I_0 — начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$):

1 — риолиты аскольдинской свиты, U-Pb возраст 132 млн лет, $I_0 = 0,7041$; 2 — метасоматизированные риолиты, возраст 119 млн лет, $I_0 = 0,7041$; 3 — гранофировые граниты; 4 — контактово-метаморфизованные риолиты; 5 — кварц-адуляровые руды. В интервале от 132 до 119 млн лет шло накопление ^{87}Sr в риолитах. В точке I (119 млн лет) имело место открытие системы в риолитах в связи с развитием метасоматоза и выносом всего накопленного ^{87}Sr (и отчасти Rb). Тогда же образовались кварц-адуляровые руды с $I_0 = 0,7041$. В интервале I–II шло накопление ^{87}Sr в адулярах. В точке II (на диаграмме не показана) состоялось открытие системы адуляров и полный вынос всего накопленного ^{87}Sr с возвращением системы к $I_0 = 0,7072$ при $T = 86$ млн лет

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА РУДНОГО ГАЛЕНИТА

№ п/п	Образец	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}^*}$
1	518/7	18,31771	15,50079	38,13615	0,40646	0,84622	0,40684	0,84586
2	518/7 ¹	18,32841	15,50753	38,16149	0,40637	0,84609	—	—
3	535	18,32189	15,50121	38,11466	0,40670	0,84605	—	—
4	538	18,32496	15,50503	38,10346	0,40692	0,84631	0,40681	0,84688
5	9-5-1д	18,29535	15,49767	38,01839	0,40764	0,84727	—	—
6	1500	18,32458	15,50866	38,18556	0,40614	0,84669	0,40733	0,84699
7	1136-3	18,31090	15,50287	38,15663	0,40630	0,84665	0,41074	0,85245
8	236-10	18,29178	15,49322	37,98630	0,40785	0,84725	—	—
9	1623-1	18,31551	15,49994	38,14734	0,40632	0,84627	0,40622	0,85173
10	1624-1	18,31601	15,50404	38,14457	0,40645	0,84647	0,40766	0,84757
11	1624-2	18,31728	15,50511	38,13354	0,40660	0,84645	—	—
12	16136	18,30620	15,49807	38,08691	0,40691	0,84676	—	—
13	1595а	18,32688	15,51022	38,17481	0,40629	0,84645	—	—
14	1595а(ц)	18,31879	15,50540	38,18677	0,40604	0,84656	—	—
15	1970/1	18,28150	15,48518	38,05277	0,40694	0,84736	—	—
16	1970/1 ¹	18,28517	15,49313	38,01086	0,40760	0,84764	—	—
17	1686-1	18,39462	15,50009	38,12945	0,40651	0,84679	0,40622	0,84702
18	1687-2	18,32269	15,50971	38,11048	0,40697	0,84648	0,40603	0,84816
19	850в	18,29849	15,50579	38,16791	0,40625	0,84738	0,40545	0,85063
20	1222/3	18,30285	15,50926	38,16319	0,40639	0,84748	—	—
21	2231	—	—	—	—	—	0,40760	0,84845
22	2157а	18,23779	15,49556	38,13089	0,40638	0,84987	—	—

Примечание. 1–6 — Дукат: 1–2 — жила 30, карьер Восточный, гор. 1140 м (1987 г.); 3 — жила 4^а, шт. 1, против штр. 5; 4 — жила 4^б, шт. 1, штр. 5, восст. 4/4^б; 5 — р. з. XIII, шт. 9, штр. 5, кв. 1; 6 — р. з. XIII, шт. 7-бис. 7–8 — Мечта, р. з. 61, шт. 38. 9–14 — Гольцовое: 9 — р. з. I, р. т. I, кан. 228; 10–11 — р. з. I, р. т. I, кан. 507; 12 — р. з. V, кан. 1002; 13–14 — р. з. I, р. т. I, шт. 5. 15–16 — Терем, р. з. I, кан. 2807. 17–18 — Малый Кэн, р. з. I, шт. 2. 19–20 — Тидид: 19 — р. т. 2, скв. 2547, 195,6–198,9 м; 20 — р. т. 5, шт. 53. 21–22 — Аскольд: 21 — р. з. IX, кан. 71; 22 — скв. 40, 71 м. Стадии рудообразования: 1–4, 7–13, 15–21 — серебро-полиметаллическая; 5 — кварц-адуляровая; 6 — постпродуктивная кварц-родохрозитовая; 22 — сульфидная (редкометаллическая); 14 — гипергенная, рудный минерал — церуссит. Анализы выполнены И. Н. Капитоновым (ВСЕГЕИ) на масс-спектрометре «Neptune».

* Здесь и в табл. 4 показаны анализы, выполненные на масс-спектрометре МИ 1201Т в Радиовом институте.

ме $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ — $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ фигуративные точки рудного свинца образуют компактную группу, тяготеющую к модельной эволюционной траектории мантийного резервуара. Заслуживает внимания тот факт, что модельный Pb-Pb возраст галенитов почти равен нулю (рис. 3). Это указывает на то, что в галенитах присутствует компонента аномально-молодого свинца с кажущимся значением возраста в будущем, поскольку, как было показано ранее, возраст оруденения находится в диапазоне 132 ± 2 — 85 ± 2 млн лет, соответственно и модельный возраст мантийного источника свинца не может быть менее величины, укладывающейся в указанный возрастной диапазон. С другой стороны, изотопные составы свинца в координатах $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$ — $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ как из галенитов, так и из жильных адуляров, а также из полевых шпатов в рудовмещающих риолитах и интрузирующих их гранитах на месторождении Дукат практически идентичны

(табл. 4, рис. 4). Величина Th/U в них близка и соответствуют таковому для орогена по модели плюмботектоники. Таким образом, совокупность изотопно-геохимических данных по свинцу из галенитов и полевых шпатов позволяет предполагать, что аномальный свинец в галенитах с мантийной изотопной меткой обязан своим происхождением небольшой добавке корового компонента из источника с высоким U/Pb отношением, которым и могут являться кислые коровые породы.

Изотопная систематика по свинцу указывает на мантийный источник рудоконтролирующего флюида и его интенсивное взаимодействие с вмещающими кислыми породами, приводящему к перераспределению изотопов свинца между силикатами и сульфидами при рудном процессе. Последнее обстоятельство свидетельствует о взаимодействии мантийных флюидов с коровыми породами как решающем рудоконтролирующем факторе.

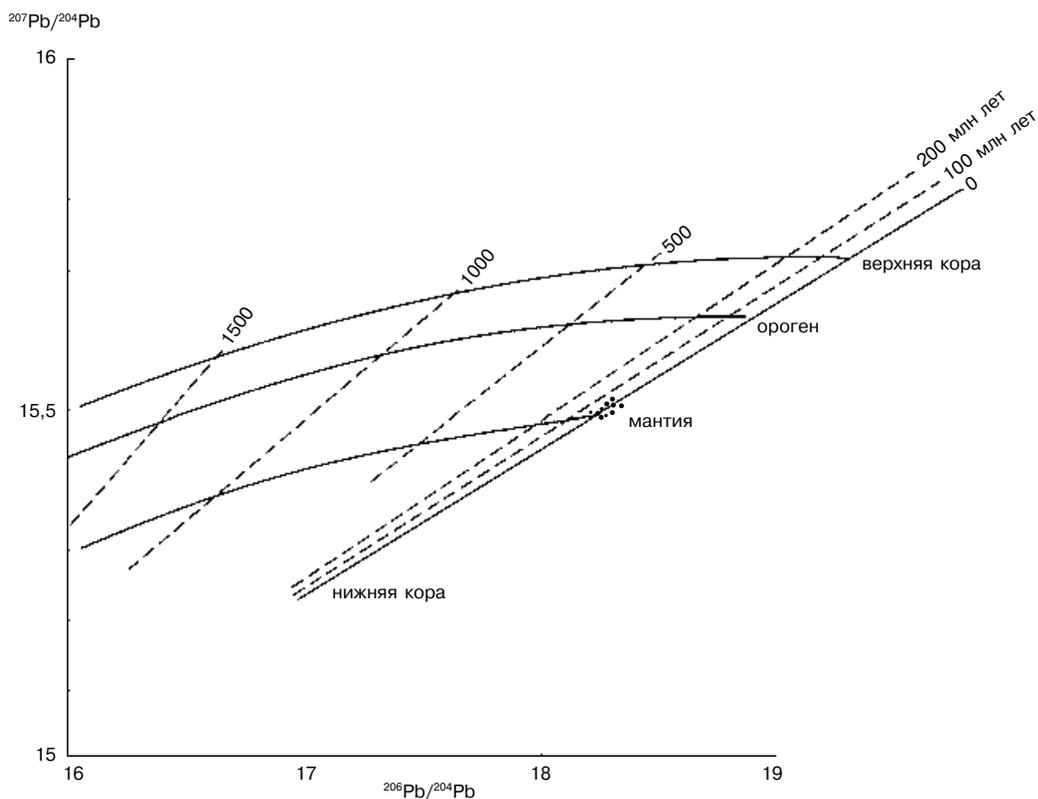


Рис. 3. Положение точек изотопного состава рудного свинца месторождения Дукат и однотипных месторождений Омсукчанской зоны на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, включающей элементы эволюционных моделей Б. Р. Доу, Р. Е. Зартмана [16] и Дж. С. Стейси; цифры у изохрон — возраст, млн лет

Изотопный состав S. Аналитические данные получены при помощи масс-спектрометра ThermoFinnigan Delta plus XL с элементным анализатором CE/NA-1112.

Изотопный состав серы из рудных сульфидов, представляющих как собственно месторождение Дукат, так и соседние более мелкие месторождения (Мечта, Тидид, Аскольд, Терем, Гольцовое),

находится в узком диапазоне вариаций ($\sigma^{34}\text{S}$ от $-1,1$ до $+5,7\%$), преимущественно вблизи значения метеоритного стандарта CDT (табл. 5). Такие значения могут соответствовать как глубинному (мантийному) источнику вещества, так и являться результатом смешения серы из осадочных пород и гидротермальных флюидов. Для большинства образцов предпочтительнее первый вариант

ТАБЛИЦА 4

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДУКАТ

№ п/п	Образец	$^{207}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$
1	872	0,40638	0,84567
2	869	0,40728	0,84657
3	882	0,40714	0,84569
4	120	0,40779	0,84143
5	6-6-2	0,40710	0,84317
6	10-7-11	0,40796	0,84744
7	539	0,40662	0,84486

Примечание. 1–2 — ортоклазы из риолитов аскольдинской свиты: 1 — невадита, верховья руч. Непонятный; 2 — порфиrowого риолита, верховья руч. Непонятный. 3–5 — ортоклазы из гранитов: 3–4 — равномернозернистых: скв. 10, 1025 м (3); скв. 3, 1420 м (4). 5–7 — адуляры из руд: 5 — р. з. I, шт. 6, штр. 6, кв. 2; 6 — р. з. I, шт. 10, штр. 7, кв. 11; 7 — р. з. XXXVIII, шт. 60, штр. 5, кв. 2.

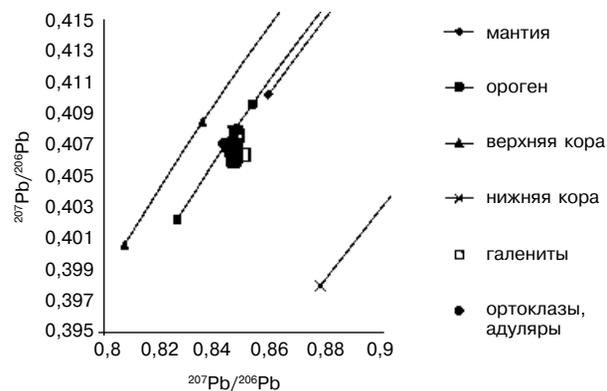


Рис. 4. Положение точек изотопного состава свинца из полевых шпатов месторождения Дукат и однотипных месторождений Омсукчанской зоны на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ В СУЛЬФИДАХ
ИЗ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ**

№ п/п	Место-рождение	Образец, минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ vs CDT
1	Дукат	30-1, сфалерит	0,7
2	»	9-3-19, сфалерит	4,3
3	»	10-5-25, сфалерит	0,1
4	»	6-5-2, сфалерит	5,7
5	»	30-к, сфалерит	1,2
6	»	9-3-22, клейофан	0,6
7	»	1в, галенит	0,9
8	»	30-к, галенит	1,2
9	»	10-2-1, галенит	0,0
10	»	10-2-1, аргентит	-0,1
11	»	10-4-25, халькопирит	-0,9
12	Гольцовое	1821, галенит	1,1
13	»	1606, сфалерит	-0,6
14	Мечта	1135, галенит	-1,1
15	Тидид	1937, галенит	0,1
16	Аскольд	2230, галенит	1,1
17	Терем	1970, галенит	-1,2

Примечание. 1 — жила 30, 20 м от устья шт. 22, гор. 980 м; 2 — р. з. I, шт. 9, штр. 3, гор. 980 м; 3 — шт. 10, штр. 4, на расст. 12 м от кв. 25, гор. 860 м; 4 — шт. 6, штр. 5, расст. 2; 5 — жила 30, карьер, гор. 1120–1130 м; 6 — р. з. I, шт. 9, штр. 3, гор. 980 м; 7 — р. з. I, карьер, гор. 1120–1130 м; 8 — жила 30, карьер, гор. 1120–1130 м; 9 — жила 49, шт. 10, штр. 2, гор. 860 м; 10 — там же; 11 — шт. 10, штр. 4, 12 м от кв. 25, гор. 860 м; 12 — р. з. I, скв. 139, 303,6 м; 13 — р. з. V, кан. 95; 14 — шт. 40; 15 — р. т. 2, шт. 56; 16 — р. з. IX, кан. 71; 17 — р. з. I, кан. 2807.

Л. А. Банниковой [1], соответствует от $-24,5$ до $-31,3$ ‰ ($\delta^{13}\text{C}$). Наши данные по двум пробам укладываются в этот интервал: $-29,0$ ‰ и $-28,3$ ‰ ($\delta^{13}\text{C}$).

Определение изотопного состава углерода в сосуществующих кальците и графитистом веществе позволяет оценить температуру в гидротермальной системе по формуле кальцит-графитового геотермометра $\Delta^{13}\text{C}(\text{Cc-Gr}) = 5,81 \times 10^6 \text{T}^{-2} - 2,61$ (Т, К) [18]. В данном случае величина $\Delta^{13}\text{C}$ составляет $18-20$ ‰, что соответствует температу-

ТАБЛИЦА 6

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА
ИЗ КАРБОНАТОВ ПОСТРУДНОЙ
КАРБОНАТ-СЕРИЦИТ-ПИРИТОВОЙ
СТАДИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕЧТА**

№ п/п	Образец	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW
1	1041	-9,9	-35,5	-5,8
2	714	-10,6	-35,3	-5,5
3	697	-9,6	-37,3	-7,6

Примечание. Место отбора образцов: 1 — скв. 997, 35 м; 2 — скв. 2086, 99 м; 3 — скв. 2072, 61 м.

интерпретации, поскольку для получения значений $\delta^{34}\text{S}$ в узком наблюдаемом диапазоне при смешении необходимо предполагать постоянство степени смешения серы в объектах различного возраста, различных структурных особенностей и с различными факторами взаимодействия глубинный флюид — вмещающие породы.

Изотопный состав серы не обнаруживает существенных ни пространственных, ни возрастных вариаций. На месторождении Дукат он устойчив в разных рудных телах и на разных штольневых горизонтах (860, 980, 1120 м). На соседних месторождениях с оруденением как раннемелового (Аскольд), так позднемелового возраста (Мечта, Тидид, Гольцовое) изотопный состав серы остается устойчиво стабильным.

Отметим, что наши данные согласуются с данными [8] для продуктивных рудных ассоциаций.

Изотопный состав С и О. Изотопный состав углерода и кислорода был изучен по стандартной методике разложения минералов ортофосфорной кислотой с последующим измерением при помощи двухканального прибора ThermoFinnigan Delta. Углеродистое вещество было выделено посредством обработки образцов смесью кислот $\text{HF} + \text{HCl}$ с последующим центрифугированием нерастворимого остатка. Анализ углеродистого материала выполнен на масс-спектрометре ThermoFinnigan Delta plus XL с элементным анализатором CE/EA-1112.

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов достаточно полно изучен Л. А. Банниковой [1]. Карбонаты кварц-родохрозитовой рудной стадии характеризуются сравнительно узким интервалом колебаний изотопного состава углерода: $\delta^{13}\text{C}$ VPDB преимущественно от -10 до -12 ‰. В противоположность этому изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ VSMOW в карбонатах варьирует в достаточно широком диапазоне (от $+11$ до -5 ‰), что указывает на его гидротермальный генезис при участии поверхностных вод.

Подобные изотопные вариации углерода и кислорода в карбонатах установлены нами для постпродуктивной карбонат-серицит-пиритовой стадии (табл. 6).

Соотношение изотопов углерода в карбонатах при узком интервале их изменений позволяет ставить вопрос о преобладании эндогенного, вероятно, мантийного, источника углерода. Поступление глубинного углекислого флюида и его смешение с окисленными поверхностными (поровыми) водами, содержащими Mn^{4+} , способно было приводить к восстановлению марганца до Mn^{2+} и осаждению карбоната MnCO_3 . Параллельно могло происходить образование органического и графитоподобного вещества, обладавшего высокой мобильностью. Свидетельством этому служит распространение прожилков битумоидов и зон графитизации в рудах и метасоматизированных рудовмещающих породах, так же как присутствие органического вещества во флюидных включениях из жильных кварцев. Изотопный состав углерода из битумоидов и графитоподобного материала, по данным

ре 180–220 °С, согласуясь с данными по газовой-жидким микровключениям [8].

Изотопный состав Ar и He во включениях в минералах. Газово-жидкие микровключения в минералах наиболее адекватно хранят информацию о составе минералообразующей среды. Таким образом, изотопный состав благородных газов их включений служит наиболее надежным изотопным маркером, позволяющим определить вклад различных источников летучих компонентов в рудоконтролирующий флюид. Наиболее эффективной является гелий-аргоновая изотопная систематика, при помощи которой возможно количественно оценить вклад глубинного (верхнемантийного)

и поверхностного (корового и гидросферного) компонентов. Выделение газов из микровключений осуществлялось при помощи высоковакуумной системы дробления минералов, а изотопный анализ был выполнен с помощью газового статического масс-спектрометра Micromass NG-5400. Помимо измерения изотопных соотношений гелия и аргона, были измерены величины He/Ne отношения, что позволяет рассчитать долю гелия воздушного происхождения во флюиде.

Соотношения изотопов Ar и He измерены в рудовмещающих вулканических породах, в гранитах и в рудах разных стадий на м-нии Дукат и на некоторых соседних месторождениях (табл. 7).

ТАБЛИЦА 7

ГЕЛИЙ И АРГОН ИЗ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ В ПОРОДАХ И РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДУКАТ И СОСЕДНИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

№ п/п	Проба	Гелий, 10 ⁻⁶ см ³ /г	³ He/ ⁴ He, 10 ⁻⁸ (сог. А)	He _m /He, % (сог. В)	Аргон 10 ⁻⁶ см ³ /г	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar (сог. F)	Ar _i /Ar %	
							rad	atm
1	535	0,07	525	44	1,5	295	0	100
2	6-6-2(р)	1,5	651	54	24	—	—	—
3	6-8-5(а)	0,32	~400	33	7,0	—	—	—
4	6-8-5(р)	0,78	492	41	6,2	298	0,9	99,1
5	6-8-12(а)	0,13	205	17	7,0	302	2,1	97,9
6	6-8-12(р)	0,18	302	25	16,5	296	0,3	99,7
7	2(а)	0,12	187	15	2,9	297	0,4	99,6
8	1500(р)	1,0	410	34	2,0	302	2,3	97,7
9	688 В	0,17	77	6,2	0,23	299	1,3	98,7
10	869 В	0,18	104	8,5	0,76	354	16,4	83,6
11	120 Г	1,0	16	1,2	4,5	300	1,4	98,6
12	120 к	0,24	87	7,1	0,71	296	0	100
13	2231	0,08	119	9,7	1,3	296	0,3	99,7
14	1769	0,56	49	9,4	2,1	~300	1,5	98,5
15	2202-1	0,17	108	4,1	6,8	318	7,2	92,8
16	2156	0,06	157	5,1	0,9	311	5,1	94,9
17	2250	0,26	167	2,1	1,5	305	3,0	97,0
18	2108 В	0,08	103	8,4	6	319	7,4	92,6
19	1606	1,14	263	22	1,8	296	0,2	99,8
20	1845 В	0,10	94	7,7	1,3	303	2,4	97,6
21	236-10	0,14	77	6,2	5,4	300	1,5	98,5
22	725 В	0,12	62	5	1,8	300	1,4	98,6
23	108 Г	0,26	46	3,6	6,3	310	4,8	95,8
24	108к	0,09	87	7,1	6,6	298	1,0	99,0

Примечание: 1–12 — Дукат: 1 — галенитовая руда, жила 4^а, шт. 1, против штр. 5, гор. 1180 м; 2 — кварц-родонит-родохрозитовая руда, р. з. I, шт. 6, штр. 6, кв. 2; 3 — кварц-адуляровая руда, р. з. I, шт. 6, штр. 8, кв. 5, гор. 980 м; 4 — кварц-родонит-родохрозитовая руда, там же; 5 — кварц-адуляровая руда, р. з. XVI, шт. 6, штр. 18, кв. 12а, гор. 980 м; 6 — кварц-родонит-родохрозитовая руда, там же; 7 — кварц-адуляровая руда, р. з. I, карьер, гор. 1120–1130 м (1978 г.); 8 — кварц-родохрозитовая руда, р. з. XIII, шт. 7-бис, гор. 860 м; 9 — порфиновый риолит, верховья руч. Непонятный; 10 — невадит, там же; 11 — равномерно-зернистый гранит, скв. 3, 1420 м; 12 — кварц из равномернозернистого гранита, там же; 13–18 — Аскольд: 13 — галенитовая руда, р. з. IX, кан. 71; 14 — гетит, р. з. VII, скв. 18, 22,0 м; 15 — серцитолит, турмалиновая зона, кан. 132; 16 — пирит, халькопиритовая руда, скв. 40, 71 м; 17 — биотитовый контакто-метаморфизованный алевролит, скв. 40, 453 м; 18 — афировый риолит, скв. 21, 69,2 м; 19–20 — Гольцовое: 19 — галенит-сфалеритовая руда, р. з. V, кан. К-95; 20 — риодацит, водораздел руч. Крутой-Иран; 21–22 — Мечта: 21 — кварц-галенитовая руда, р. з. 61, шт. 38 (гор. 830 м); 22 — риодацит, водораздел руч. Лан-Пограничный, Лан-Мечта; 23 — крупнозернистый лейкократовый гранит, Лево-Омсулчанский массив, южнее рудника Хатарен; 24 — кварц из гранита, там же.

Сог. А — измеренное отношение изотопов, исправленное на воздушную компоненту по отношению ⁴He/²⁰Ne. Сог. В — использовано значение сог. А, скорректированное на бланк (10⁻⁸ см³/г He, ³He/⁴He = 1,4 × 10⁻⁶); (⁴⁰Ar/³⁶Ar) сог. F. — значения, скорректированные на фракционирование по δ ³⁸Ar % . He_m/He — доля гелия мантийного происхождения (%) в предположении (³He/⁴He)_m = 1,2 × 10⁻⁵.

Все исследованные объекты содержат главным образом атмосферный аргон (83,6–100%, преимущественно 97–100%). Это свидетельствует об активном влиянии приповерхностной гидротермальной системы, воды которой были изначально насыщены атмосферными газами, на процессы кристаллизации расплавов и формирования рудоносных флюидов.

Результаты измерения изотопного состава гелия ведут к диаметрально противоположному заключению: во всех исследованных объектах зафиксировано присутствие мантийной составляющей в количестве от 1 до 54 % (табл. 7). Неожиданным результатом оказывается резкое преобладание мантийного компонента гелия в рудах относительно рудовмещающих пород. Для м-ния Дукат доля мантийного гелия в рудах варьирует от 15–17 до 54%, тогда как в рудовмещающих риолитах (и в гранитах) она не выше 8,5%. При этом кварц в изверженных породах лучше сохраняет первичный состав гелия, чем порода в целом. Однако это принципиально не меняет отмеченных выше соотношений. Подобная тенденция сохраняется и на соседних месторождениях, хотя в их рудах доля мантийного гелия понижена по сравнению с м-нием Дукат.

Расходящиеся изотопные метки аргона и гелия объясняются резко различным соотношением концентраций этих элементов в глубинном резервуаре (верхняя мантия) и в поверхностных (атмосфере и гидросфере). Если в первом из них отношение Ne/Ar приближается к единице, то во втором оно не превышает $5,6 \times 10^{-4}$. Обилие аргона в поверхностных резервуарах приводит к сильному разбавлению глубинного компонента аргона поверхностным аргоном, вследствие чего его изотопный состав приближается к атмосферному. Весьма низкая концентрация гелия в поверхностных летучих определяет минимальную контаминацию глубинного компонента с сохранением его изотопного состава. Рассчитанные количества мантийного гелия и поверхностного аргона позволяют утверждать, что рудоформирующий флюид представляет собой смесь из мантийной, коровой и поверхностной компо-

нент. Оценка количества мантийной компоненты во флюидах от менее 1% (изверженные породы) до 15–54% (руды Дуката) (табл. 8).

Реконструкция рудоформирующих систем

Базовые модели. Полученные геохронологические и изотопно-геохимические данные не укладываются в рамки какой-то простой модели рудогенеза. Приходится рассматривать основные аспекты этой проблемы под разными углами зрения. Возможны две полярные базовые модели эпитептермального рудообразования.

Это модель I вулканогенного рудообразования с участием приповерхностных источников металлов и рудообразующих флюидов и модель II автономного рудообразования, связанного исключительно с деятельностью глубинного источника.

Модель вулканогенного рудообразования. Модель I имеет детальную геологическую проработку [9–11]. Она базируется на трех положениях: пространственного совмещения, возрастной близости и геохимического сходства рудовмещающих пород и руд. На соседних с Дукатом месторождениях с простым строением вокруг жильных тел выделяются ареалы околорудных метасоматических изменений вулканических пород. Они представляют геохимические зоны бокового выноса рудного вещества, переотлагавшегося вулканогенной гидротермальной системой вдоль разрывных нарушений. Балансовые расчеты подтверждают возможность подобной схемы формирования серебро-полиметаллических месторождений. Согласно представлениям авторов [6, 9], масштабность м-ния Дукат, входящего в число сереборудных гигантов мира, контролируется двумя факторами. Во-первых, она связана с высоким фоновым содержанием серебра в рудовмещающих риолитах (0,8 г/т). Во-вторых, она определяется крупнообъемной мобилизацией рудного вещества из вулканической толщи мощностью около 1,3 км. При двукратном снижении содержания серебра во вмещающих породах (вследствие его извлечения) количество мобилизованного металла достигает 1 тыс т/км³.

Тепловым источником при мобилизации вулканогенной гидротермальной системы служили многофазные интрузии, размещенные в основании риолитовой толщи. Под их влиянием развивались интенсивные метасоматические преобразования пород, охватившие всю вулканическую толщу и сопровождавшие многостадийное рудоотложение. Благоприятная геологическая обстановка для концентрации руд была связана с куполообразованием и возникновением в центральной части купола расколов, обусловивших циркуляцию рудоносных растворов; формированием кольцевых трещин, заполненных дайками, которые ограничивали боковое распространение растворов; экранированием восходящих потоков осадочными породами кровли.

Модель автономного рудообразования. Модель II не требует сколько-нибудь детальной геологической проработки. Она ограничивается констатаци-

ТАБЛИЦА 8

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФЛЮИДОВ В ПОРОДАХ И РУДАХ

Характеристика	Дукат	Аскольд, Гольцовое, Мечта	Вмещающие породы
Доля мантийного гелия, Ne_M/Ne %	15–54	2,1–9,7 (до 22)	5–8,5
Доля атмосферного аргона, $Ar_{атм}/Ar$ %	84–100	93–100	92–99

ей сквозного перемещения рудного вещества из глубины вне связи с поверхностной геологической обстановкой. В самом деле, для отрицания такой связи достаточно установления повышенной доли мантийной компоненты во флюидах в рудах по сравнению с рудовмещающими породами (табл. 8). Тем не менее, заключение о глубинной природе источников касается главным образом флюидообразующих элементов. И это обстоятельство требует отдельного анализа поведения флюидных систем и металлов.

Флюидные системы. Данные о вкладе мантийного источника флюидообразующих элементов — S, C, He — служат подтверждением высокой тепловой активности глубоких недр в период развития мощных импульсов сиалического магматизма вдоль восточной окраины Азии и становления Охотско-Чукотского вулканического пояса. При отсутствии массовых проявлений мантийного магматизма в его пределах лидирующая роль в возбуждении процессов корового плавления должна принадлежать мантийным эманационным потокам как транспортным агентам теплового потока.

Кислые изверженные породы Омсукчанской зоны несут свидетельства внутрикорового образования их магм. Спектрам распределения в них редкоземельных элементов присущ глубокий европиевый минимум ($Eu/Eu^* 0,04-0,39$) [4]. Его существование является признаком того, что процессы частичного плавления или кристаллизационной дифференциации расплавов протекали в обстановке стабилизации плагиоклаза как главного концентратора европия. Поскольку плагиоклаз не устойчив при давлениях свыше 10 кбар, существование европиевой аномалии означает, что эволюция процессов генерации или дифференциации магм была ограничена пределами коры мощностью до 35 км.

Провоцируя плавление в низах коры и оставляя свои метки в продуктах плавления (присутствие мантийного гелия в породах), мантийные эманационные потоки продолжают автономное, сквозное движение через кору к поверхности, где принимают непосредственное участие в эпитептермальном рудообразовании. Транспортные маршруты мантийных флюидных потоков, по-видимому, сближены с путями восходящего движения магматических масс. Выходя к земной поверхности, последние активизируют деятельность поверхностных вод, обогащенных атмосферным аргоном. Циркулируя вдоль разрывных нарушений, они смешиваются с поднимающимися мантийными флюидами и составляют собственно рудоформирующую систему. Смещение гетерогенных растворов приводит к возникновению физико-химических градиентов и способствует осаждению растворенных компонентов.

Остается вопрос о том, какой именно из двух смешивающихся флюидных потоков — мантийный (вертикальный) или вулканогенный (латеральный) — является носителем самих металлов. Иначе говоря, вопрос в том, имеет ли рудное вещество мантийный или коровый источник и

транспортируется ли к поверхности первичным мантийным флюидом, инициировавшим плавление в коре, или вторичной коровой магмой.

Источники рудного вещества. В качестве основного аргумента здесь выступает изотопный состав свинца. Вместе с составами серы и гелия в галенитах он демонстрирует принадлежность рудного свинца к мантийному источнику. Такой же изотопный состав свинца обнаружен и в жильном адуляре. В сочетании с составом гелия в адуляровых рудах это позволяет допускать принадлежность и калия к тому же источнику. В соответствии с таким подходом следовало бы распространить предположение о мантийном происхождении и на серебро в соединении с серой в аргентите (Ag_2S), и на марганец в родохрозите ($MnCO_3$). Но положение не столь очевидно.

Свинец с преобладающим мантийным изотопным составом присутствует и в полевых шпатах из рудовмещающих риолитов и интрузирующих их гранитов (рис. 5). Этот факт служит указанием на поступление свинца из мантийных эманационных потоков в коровые магматические очаги. Растворяясь в расплаве, он транспортируется магмами к поверхности. Затем свинец может выноситься из вулканических пород, подвергающихся метасоматическим изменениям под влиянием приповерхностной гидротермальной системы. В разрывных нарушениях он опять встречается с поднимающимся мантийным сернистым флюидом и, вступая в соединение с серой, образует сульфид с включениями мантийного гелия.

Тот же сценарий приемлем для описания поведения калия и серебра. Рудовмещающие высококальциевые риолиты сами могут служить источником калия для жильного адуляра. Адуляр, связывающий освобождающийся калий, вместе с сульфидами образует в метасоматизированных риолитах на подрудных горизонтах густую сеть мелких прожилков, которые составляют по существу глубокую корневую систему приповерхностных жильных тел.

Рудовмещающие риолиты характеризуются высокой фоновой концентрацией серебра. Однако такая концентрация едва ли имеет первичную природу.

Как следует из анализа его межфазового распределения в кислых вулканических породах, серебро склонно к предпочтительной концентрации в плагиоклазе — до 10 раз относительно основной массы породы [9]. Ограничение процессов магмообразования условием стабилизации плагиоклаза — как главного концентратора серебра — делает проблематичной возможность первичного обогащения формирующихся расплавов серебром за счет собственно корового источника. Такое обогащение происходит, скорее, за счет мантийного эманационного потока, провоцирующего плавление. Высокая подвижность серебра (и золота) с эффективным его перераспределением в термоградиентном поле была отмечена в поперечном сечении даек стекловатых риолитов.

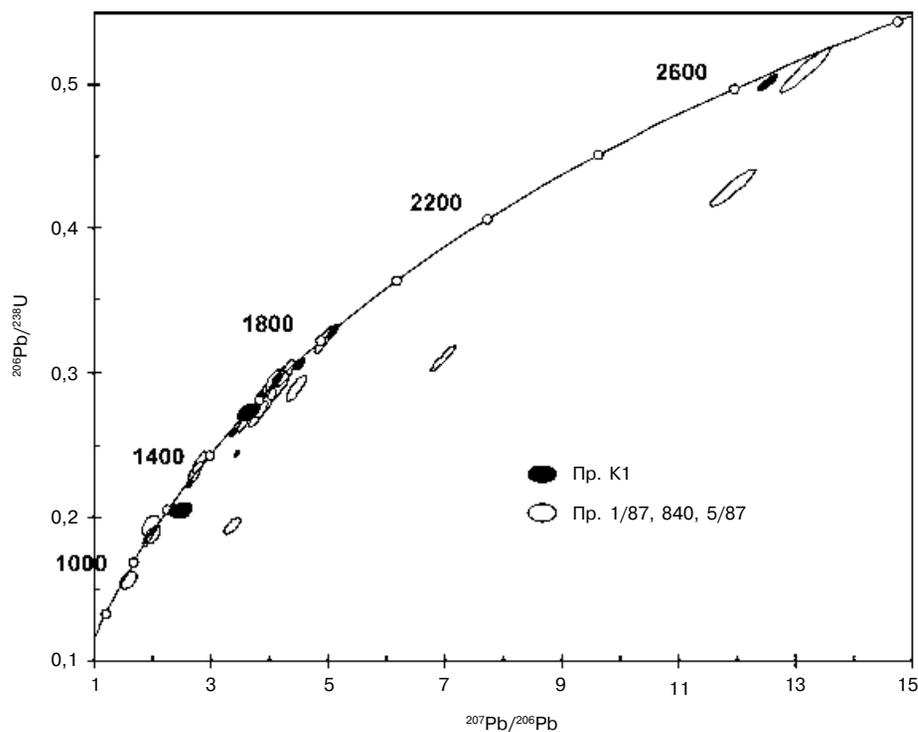


Рис. 5. Распределение значений возраста детритовых цирконов из нижнемеловых рудовмещающих пород месторождения Дукат и рифейско-вендских песчаников Приколымского поднятия; размер эллипса экспонируемой точки показывает ошибку измерения 1σ

Выносимое из пород серебро при встрече с сернистым флюидом связывается галенитом на кварц-сульфидной стадии и образует самостоятельную сульфидную фазу на кварц-адуляровой стадии. При встрече с уголекислотным флюидом серебро сохраняет самородное состояние на кварц-родохрозитовой стадии.

Марганец имеет, скорее всего, поверхностное происхождение. Его присутствие в вулканической гидротермальной системе подтверждается широким распространением спессартинового граната в составе минеральных ассоциаций, свойственных метаморфизованным риолитам.

Таким образом, выясняется, что в составе единой минеральной фазы (в частности родохрозита) сочетаются химические элементы, имеющие разные источники.

Природа металлогенической специализации

Эпитермальные золото-серебряные месторождения на всем протяжении Охотско-Чукотского вулканического пояса характеризуются устойчивым кларковым соотношением $Ag/Au = 10-30$ (до 100) [7]. И только Омсукчанская зона предстает как существенно серебрянорудная провинция. Среднее отношение Ag/Au в рудах м-ния Дукат составляет 500–550, достигая на соседних месторождениях 10 000.

Кларковое отношение Ag/Au свойственно всему Тихоокеанскому подвижному кольцу, где лишь отдельные месторождения Мексики и Боливии выделяются аналогичной аномалией [12].

Наиболее вероятной причиной сепарации золота и серебра является фазовое разделение флюида, при котором отдельные фазы приобретают различные окислительно-восстановительные свойства. Например, выделение из расплава, содержащего летучие компоненты, самостоятельной газовой фазы сопровождается возрастанием в ней летучести кислорода. Согласно экспериментальным данным [3, 13], в окислительной обстановке золото обладает более высокой растворимостью, чем серебро. И, следовательно, золото должно предпочтительно концентрироваться в свободной флюидной фазе, тогда как серебро сохраняет повышенную растворимость в расплаве.

Такой эффект могло бы создавать разделение сложного по составу мантийного флюида в процессе плавления коры с растворением в расплаве водной его составляющей и обособления газовой фазы, обогащенной уголекислотным и сернистым компонентами. Судя по составу вулканических пород, слагающих Охотско-Чукотский пояс, условия магмообразования были выдержанными на всем его протяжении. И в этом случае сепарация золота и серебра с относительным обогащением водосодержащих расплавов серебром на уровне магмообразования должна была бы проявиться на всей площади пояса.

Хотя нельзя полностью исключить возможность глубинного происхождения металлогенической специализации Омсукчанской зоны, локальное распространение аномалии отношения Ag/Au делает более правдоподобным предположение о том, что ее возникновение связано скорее с особенностями внутреннего строения этой зоны. И тогда можно ожидать сравнительно неглубокое залегание уровня сепарации металлов.

ТАБЛИЦА 9

РЕЗУЛЬТАТЫ УРАН-СВИНЦОВОГО ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

№ п/п	Th / U	Содержание урана, ppm	Возраст, млн лет
Проба К-1. Песчаники, R-V? (10)*			
1	1,04	49	1556 ± 17
2	0,78	387	1485 ± 11
3	0,44	345	2623 ± 16
4	0,40	797	1653 ± 12
5	0,48	331	1214 ± 9,0
6	0,32	216	1832 ± 14
7	1,01	42	1417 ± 52
8	0,41	54	1342 ± 85
9	1,16	189	1722 ± 13
10	0,19	232	1297 ± 9,6
Проба 1/87. Афиновый риолит, K ₁ (13)			
11	0,30	294	2841 ± 13
12	0,22	828	2041 ± 35
13	0,26	168	1097 ± 22
14	0,56	289	1574 ± 28
15	1,08	141	1689 ± 31
16	0,26	100	1339 ± 26
17	0,45	80	1144 ± 25
18	0,52	282	1599 ± 28
19	0,69	61	1587 ± 33
20	0,53	307	1641 ± 29
21	0,96	120	1653 ± 31
22	0,55	124	1549 ± 30
23	0,65	112	1643 ± 31
Проба 840. Порфиновый риолит, K ₁ (4)			
24	0,34	655	1670 ± 28
25	0,29	227	1526 ± 27
26	1,70	548	2490 ± 11
27	0,33	185	1802 ± 32
Проба 5/87. Порфиновый риолит, K ₁ (4)			
28	0,78	225	2657 ± 44
29	1,63	68	935 ± 22
30	0,57	85	1108 ± 24
31	1,07	179	1376 ± 26

Примечание: 1–10 — юго-восточная окраина Приколымского поднятия, титан-цирконовая россыпь [14], образцы предоставлены В. И. Шпикерманом. 11–31 — месторождение Дука (место отбора образцов см. в примечании к табл. 1).

Некоторые факты указывают на внутрикоровое положение уровней взаимодействия поднимающихся риолитовых магм со средой. В рудовмещающих риолитах на м-нии Дука присутствуют детритовые цирконы докембрийского возраста — от 1 до 2,7 млрд лет. Они встречены в ряде проб, где составляют значительную долю общей цирконовой фракции, достигая 30–40% ее объема (табл. 9).

Поднимающаяся риолитовая магма могла захватить акцессорный циркон из окружающих разновозрастных пород, в частности, встретив осадочный коллектор — цирконовую палеороссыпь, источником материала которой служили породы докембрийского основания Колымского массива или даже Сибирской платформы. Время формирования такого коллектора устанавливается достаточно точно. Он должен быть немного моложе 1 млрд лет (минимального возраста цирконов), так как вскоре после этого докембрийское основание и платформы, и Колымского массива было перекрыто рифейским осадочным чехлом.

Наиболее вероятным представителем такого осадочного коллектора является горизонт песчаников и конгломератов мощностью 300–800 м в основании рифейской или нижневендской толщи, включающий слои, обогащенные цирконом. Этот горизонт имеет широкое распространение в Приколымском поднятии. На юго-восточной окраине поднятия он был описан В. И. Шпикерманом под названием «титан-цирконовая россыпь» [14]. Результаты датирования цирконов из пробы К-1 такого песчаника, представленной В. И. Шпикерманом, выявили полное перекрытие кластеров возрастных значений, полученных по этой пробе и по нескольким пробам дукатских риолитов (табл. 9, рис. 5). Такое совпадение не может быть случайным и позволяет с достаточной степенью уверенности постулировать широкое региональное распространение характеризуемого осадочного горизонта, сформированного за счет размыва разновозрастных источников сноса. Для сравнения проведена датировка цирконов из песчаников и гравелитов другого горизонта (проба 1159-3 коллекции В. И. Шпикермана) на Приколымском поднятии. Для нее получен узкий интервал возрастов 2020–2080 млн лет, указывающий на принципиально иную палеогеографическую обстановку накопления.

Распространение «цирконовой палеороссыпи» в пределах Балыгычано-Буюндинского поднятия, слагающего основание Омсукчанской зоны в районе м-ния Дука, свидетельствует о неглубоком залегании здесь докембрийского фундамента. По геологическим данным он может находиться на глубине 4–5 км. Максимальная величина давления, рассчитанная по сингенетичным водно-солевым и углекислотным включениям в метасоматических цирконах из риолитов, не превышает 1,5 кбар. При плотности осадков мезозойского чехла, перекрывающих докембрийское основание, $\rho = (2,5–2,6) \cdot 10^3$ кг/м³, такое давление достигается на глубинах не более 6 км.

Встреча поднимающейся магмы с «цирконовой россыпью» сама по себе еще недостаточна для того, чтобы произошло обогащение расплава посторонним цирконом. Это должно быть результатом активного нагнетания посторонних цирконов в магму (рис. 6), т. е. перенос цирконов флюидом из россыпи в силикатный расплав. Носителем такого активного начала может быть внешняя флюидная система.

Цирконсодержащий песчаник представляет собой полимиктовую породу, в которой окатанные зерна кварца и полевых шпатов цементированы чешуйками слюды (иллита). По наблюдениям в районе действия современной геотермальной системы Солтон-Си (США) устойчивость иллита ограничена температурным порогом в 290 °С [16]. При прогреве поднимающейся магмой такой породы до температуры около 300 °С происходит дегидратация цементирующей ее слюды с выделением флюидной фазы. При этом порода теряет устойчивость и дезинтегрируется. Под влиянием собственного повышенного давления внешний флюид устремляется внутрь магматической камеры, увлекая с собой фрагменты дезинтегрированной породы, в том числе цирконы. Насыщение силикатного расплава летучими компонентами завершается его вскипанием с выделением газовой фазы. Превышение флюидного давления вскипающего расплава над литостатическим давлением кровли провоцирует извержение магмы из промежуточной камеры на земную поверхность и завершение магматического этапа эволюции.

Свидетельства развития подобного сценария запечатлены в магматических цирконах. Многие кристаллы подверглись дроблению и пронизаны трещинами, к которым часто приурочены включения, а также обильные игольчатые кристаллики апатита. При катодолюминесцентном детектировании проявляется осветление таких участков. Подобное осветление прослеживается по краям кристаллов. Оно фиксирует спад концентрации U и Th (рис. 7). В цирконах представлены два вида включений. Первичные включения имеют однородный состав и образованы силикатным расплавом. Вторичные, более крупные, включения являются многофазными: в них наряду с силикатным расплавом присутствует водно-углекислотная газовая фаза. Именно последние включения распространяются по периферии кристаллов, вдоль трещин и дислокаций, вокруг них происходит осветление участков зерен.

Участие расплава в обоих видах включений свидетельствует о том, что дробление кристаллов циркона имело место на магматическом этапе их эволюции. Растрескивание зерен и возникновение вторичных расплавно-газовых включений фиксирует момент насыщения магмы летучими компонентами и ее вскипание с выделением самостоятельной газовой фазы, которому сопутствовало перераспределение компонентов состава цирконов. Этот момент отмечает прекращение кристаллиза-

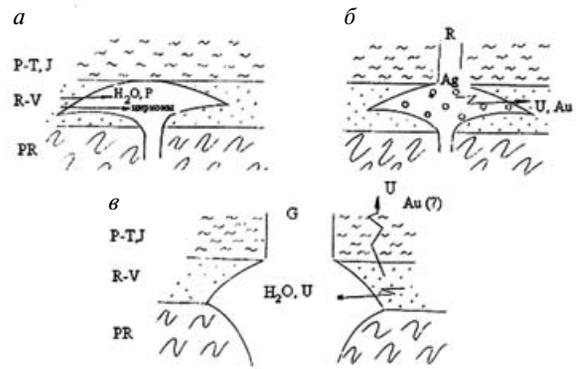


Рис. 6. Схема взаимодействия магматических масс с рифейско-вендским горизонтом, включающим циркониевую россыпь:

а – образование промежуточного очага риолитовой (R) магмы (K_1), прогрев рифейско-вендского горизонта и возрастание в нем флюидного давления, нагнетание под давлением в промежуточный очаг внешнего фосфорсодержащего флюида, транспортирующего детритовые цирконы; б – вскипание водонасыщенного риолитового расплава с межфазовым перераспределением металлов и вынос из расплава отделяющейся газовой фазой U и Au с возрастанием отношения Ag/Au в прорывающемся к поверхности расплаве (R); в – взаимодействие гранитной (G) магмы (K_2) с рифейско-вендским горизонтом, поглощение ею обогащенного ураном внешнего флюида и возбуждение тепловым полем восходящего течения ураноносного флюида с возможной транспортировкой захороненной массы золота

ции цирконов и извержение магмы на земную поверхность.

Задokumentированный в цирконах резкий спад концентрации урана и тория в краевых частях зерен кристаллов является следствием перехода этих элементов в газовую фазу и истощения ими остаточного, дегазированного расплава. Подобная обстановка благоприятна и для сепарации золота и

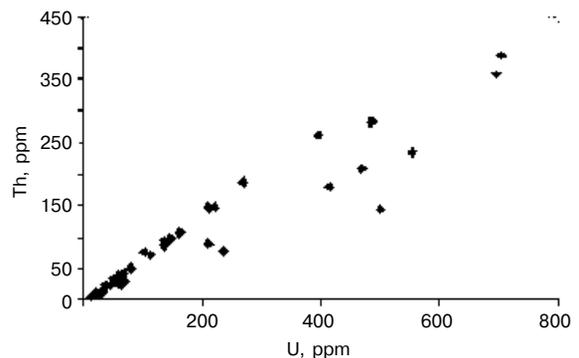


Рис. 7. Изменение концентраций U и Th в магматических зональных цирконах из риолитов

серебра. Золото должно предпочтительно концентрироваться во флюидной фазе, тогда как серебро сохраняет повышенную растворимость в расплаве.

Достигающий поверхности расплав создает приповерхностный резервуар серебра, который активизируется низкотемпературными метасоматическими процессами. Золото вместе с ураном остается на промежуточном уровне взаимодействия магмы со средой — в основании осадочного чехла, перекрывающего докембрийский фундамент на глубине нескольких километров. При этом масса сброшенного золота должна быть в десятки раз меньше массы вынесенного к поверхности серебра.

Прогнозная оценка

Критерии масштабности серебряного оруденения.

Возраст оруденения. Выделение двух самостоятельных уровней серебряного рудообразования — ранне- и позднемеловой — имеет практическое значение. Они разделены периодом интенсивной интрузивной деятельности. Соответственно нижний рудоносный уровень испытал значительно более высокую тепловую нагрузку, которая стимулировала процессы тектонической активности, энергичной деятельности вулканогенной рудоформирующей системы и мобилизации рудного вещества. Эти данные могут быть использованы в качестве возрастного прогнозно-поискового критерия. Он не имеет универсального значения и носит вероятностный характер, так как не означает, что на нижнемеловом уровне размещаются только крупные месторождения, подобные м-нию Дукат. Но из него следует, что на верхнемеловом уровне заведомо не могли быть сформированы крупные месторождения.

Изотопный состав свинца. В качестве универсального критерия экономической оценки месторождений Б. Р. Доу [16] была предложена изотопная систематика рудного свинца. Изотопный состав свинца служит индикатором источника

рудного вещества. Большие объемы рудного вещества мало подвержены влиянию контаминационных процессов и потому должны характеризоваться устойчивым изотопным составом свинца, отражающим их принадлежность к материнскому источнику. Небольшие объемы рудного вещества испытывают более сильное влияние контаминации, которая вызывает достаточно широкие вариации изотопного состава свинца. Такой подход был успешно использован для экономической разбраковки мезозойских месторождений Запада США.

Наши данные не подтверждают подобную зависимость. Рудный свинец из разномасштабных месторождений Омсукчанской зоны имеет практически одинаковый изотопный состав (рис. 4). Объяснение подобному феномену видится в том, что мощные процессы магмообразования в пределах Охотско-Чукотского пояса, в отличие от Запада США, должны были привести к гомогенизации источников рудного свинца.

Состав гелия. По изотопному составу гелия (табл. 7) руды м-ния Дукат отличаются от руд, представленных на более мелких месторождениях. Они существенно обогащены мантийным компонентом (15–54%) по сравнению с рудами других объектов (6,2–22 %). Статистика пока не столь велика, чтобы делать категорический вывод, но она позволяет привлечь внимание именно к этому показателю (рис. 8).

Перспективы золотоносности. Анализ вероятных причин серебряной специализации рассматриваемой металлогенической зоны позволяет сформулировать некоторые предположения относительно потенциальной золотоносности этой территории. Предсказание перспектив захороненного золота представляет непосредственно практический интерес, поскольку рудоносные аскольдинские ридолиты принадлежат к самому раннему этапу магматической деятельности. Весьма высока вероятность того, что тепловое влияние более поздних гранитных интрузий могло способствовать мобилизации глубинных масс золота и их перемещению на более высокие, приповерхностные уровни.

Во всяком случае, высокая подвижность урана, захороненного вместе с золотом, хорошо документирована. Во-первых, она фиксируется фактами контаминации ураном молодых гранитов. В них присутствуют исключительно богатые ураном метасоматические цирконы, насыщенные флюидными включениями (табл. 1). Во-вторых, на территории металлогенической зоны выявлены аномалии повышенной радиоактивности, наложенные на все магматические породы и трассирующие пути восходящего движения урана.

Что касается золота, то существуют реальные предпосылки для его перемещения на более высокие уровни. На всех серебрянорудных месторождениях широко проявлена пострудная сульфидная стадия, представленная ассоциацией железорудных минералов — пирита, пирротина, арсенопирита, халькопирита. Ей сопутствуют активные

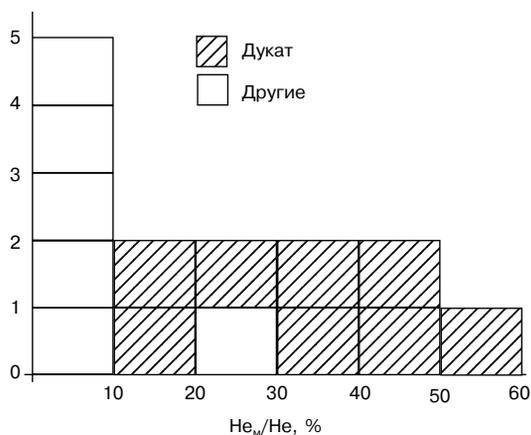


Рис. 8. Гистограмма величин доли мантийного гелия в рудах месторождения Дукат и соседних объектов

околорудные изменения пород — интенсивная мусковитизация и распространение системы кварц-карбонат-мусковитовых прожилков. Минеральные образования этой стадии накладываются на серебряные руды и предпочтительно распространены на более глубоких горизонтах по отношению к серебряным рудам. Это мезотермальные образования, которые свойственны золото-сульфидной рудной формации.

Косвенным указанием на потенциальную золотоносность таких образований служит тот факт, что в балансе запасов металлов на м-нии Дукат отмечается двух-трехкратное повышение содержания золота по отношению к серебру. Рассчитанные запасы золота превосходят его количество, которое выводится из среднего соотношения $Ag/Au = 500$ в собственно серебряных рудах.

Нами выполнено предварительное опробование таких пострудных минеральных образований на различных серебрянорудных месторождениях Омсукчанской зоны. Для более уверенной их диагностики проводился локальный анализ железосодержащих сульфидов с использованием лазерного прибора Elan 6100. В серебряносодержащих галенитах и сфалеритах из серебро-полиметаллических руд отношение Ag/Au составляет $n \cdot 10^4 - n \cdot 10^6$. В пирите, арсенопирите и халькопирите из пострудной ассоциации оно уменьшается во многих случаях до $n - n \cdot 10^2$ за счет снижения концентрации серебра и повышения концентрации золота до 1–20 г/т (в единичной пробе до 10,4 кг/т). Отмечено присутствие платины (до 0,5 г/т), палладия (до 1,4 г/т) и рутения (до 0,1 г/т). Площадное распространение сульфидных образований с иной геохимической специализацией позволяет поставить вопрос о вероятности открытия в пределах Омсукчанской металлогенической зоны принципиально новой, существенно золоторудной минерализации, дополнительной по отношению к серебряному орудуению.

Диагностика глубинного строения

Результативность реконструкций глубинного строения земной коры зависит от установления корреляционных связей геофизических моделей с поверхностной геологической обстановкой. Выявление прямых индикаторов таких связей остается весьма актуальной задачей.

Полученные изотопно-геохимические материалы, включающие изотопные систематики стабильных изотопов серы, углерода, свинца и особенно гелия в рудах, несомненно свидетельствуют о существовании сквозных каналов, по которым мантийные флюиды прорывались непосредственно в верхние уровни земной коры и участвовали в рудообразовании. Это позволяет рассматривать изотопные систематики перечисленных элементов как индикаторы высокой тектонической активности и повышенной проницаемости пород земной коры.

На одном из геофизических профилей на Северо-Востоке РФ, под Омсукчанской зоной,

специалистами ВСЕГЕИ Ю. М. Эринчеком и И. Ф. Зотовой выделена аномальная зона интенсивного нарушения слоистого строения коры начиная от ее границы с верхней мантией. Согласование независимых данных дает основание для использования результатов изотопных исследований рудных объектов в качестве надежного диагностического критерия при геофизической реконструкции глубинного строения.

* * *

По мере развития металлогении складывалось понимание сложной природы рудообразующих процессов. Высказывались предположения об участии в этих процессах как коровых, так и мантийных компонентов. Была выдвинута идея о нелинейном характере рудогенеза. Однако только с широким вовлечением в практику металлогенического анализа современных изотопно-геохимических методов появилась реальная возможность для уточнения и конкретизации представлений об источниках рудного вещества и способах его транспортировки. Получаемые на этой основе научные знания позволяют разработать критерии практического использования результатов изотопно-геохимических исследований.

Разностороннее изотопно-геохимическое исследование месторождения Дукат на базе созданного во ВСЕГЕИ уникального изотопного лабораторного комплекса создает предпосылки для более полного понимания условий формирования вулканогенных рудных образований.

Результаты исследования свидетельствуют о поступлении рудного вещества в кору вместе с мантийными эманационными потоками, вызывавшими выплавление сиалических магм в пределах Охотско-Чукотского пояса. Частично оно транспортировалось к поверхности коровыми магмами и затем высвобождалось из вулканических пород при их метасоматической переработке под влиянием более поздних интрузий. Другая часть рудного вещества выносилась к поверхности непосредственно глубинным потоком, возможно, тоже участвовавшим в метасоматическом процессе.

Самые ранние вулканические толщи, испытавшие максимальную тепловую нагрузку и выделявшие повышенными концентрациями рудных элементов, как на месторождении Дукат, обладали наиболее высокой рудогенерирующей способностью.

Наиболее высокая доля мантийного гелия в рудах месторождения Дукат по сравнению с окружающими месторождениями позволяет использовать этот изотопный параметр в качестве индикатора масштаба орудуения и нарушения сплошности земной коры.

Изотопно-геохронологические данные проливают новый свет на проблему аномально высокой серебряносности Дукатского рудного района. Обнаружение фракции докембрийских цирконов в рудовмещающих вулканических породах позволяет допускать существование промежуточного, внут-

рикового уровня взаимодействия поднимавшихся магм со средой. Именно здесь могла происходить сепарация и потеря золота. Последующие тепловые импульсы, связанные с размещением гранитов, способны были приводить к мобилизации и переотложению захороненных металлов. Актуальной задачей становится выяснение условий повторной концентрации золота на приповерхностных горизонтах.

1. Банникова Л.А. Органическое вещество в гидротермальном рудообразовании. М.: Наука, 1990. 207 с.
2. Доу Б.Р., Зартман Р.Е., Стейси Дж.С. Общая теория плюмботектоники: Чтения им. В.И. Вернадского XVIII. М.: Наука, 1979. 49 с.
3. Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Нимаев Ю.Н. Экспериментальные исследования мобилизации золота и серебра в процессе гидротермального преобразования вулканических стекол при контролирующем режиме кислотности // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 5. С. 603–607.
4. Захаров М.Н., Конусова В.В., Смирнова Е.В. Распределение редкоземельных элементов в породах вулканоплутонических ассоциаций кислой магмы (Охотский сектор Охотско-Чукотского вулканического пояса) // Геохимия. 1990. № 12. С. 1796–1805.
5. Колесников Д.И., Шергина Ю.П., Розинов М.И., Шатков Н.Г., Шкорбатова Г.С. Возраст серебряного и оловянного оруденения Кэнской площади (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 4. С. 72–79.
6. Колесников Д.И., Розинов М.И. Условия формирования уникального серебряного месторождения Дукал. Геология, вещественный состав рудовмещающих пород и руд // Региональная геология и металлогения. 1999. № 3. С. 86–96.
7. Колесников Д.И., Розинов М.И., Соколов А.О. Критерии прогнозирования золото-серебряного оруденения на основе минералого-геохимических особенностей ридолитов. СПб., 2001. 32 с.
8. Константинов М.М., Косовец Т.Н., Крайнев С.Г. и др. Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов / Ред. А.И. Кривцов. М.: ЦНИГРИ, 2002. 188 с.
9. Розинов М.И., Колесников Д.И. Рудоформирующая система уникального серебряного месторождения Дукал

// Региональная геология и металлогения. 2002. № 15. С. 109–119.

10. Розинов М.И., Колесников Д.И., Шергина Ю. П. Возраст оруденения на серебряном месторождении Дукал по данным Rb-Sr метода // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. С. 534–539.
11. Сидоров А.А., Константинов М.М., Еремин Р.А. и др. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989.
12. Сидоров А.А., Волков А.В. Генетическое разнообразие и конвергентность эпitherмального золото-серебряного оруденения // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 1. С. 72–77.
13. Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н. и др. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1992.
14. Шпикерман В.И. Домеловая минералогия Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.
15. Black L.P., Kato S.L. etc., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chemical Geology. 200. 155–170.
16. Doe B.R. The application of lead isotopes to mineral prospect evaluation of Cretaceous-Tertiary magmatothermal ore deposits in the Western United States // Geochemical Exploration. 1978. 1079. P. 227–232.
17. Mc Dowell S.D., Elders W.A. Allogenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea Geothermal Field, California // Amer. Mineralogist. 1983. V. 68. N 11–12. P. 1146–1159.
18. Dunn S.R., Valley J.W. Calcite-graphite isotope thermometry: a test for polymetamorphism in marble, Tudor gabbro aureole, Ontario, Canada // Jour. Metamorphic Geology. 1992. 10. P. 487–501.
19. Ludwig K.R., 1999 User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. N 1a. 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA.
20. Ludwig K.R., 2000. SQUID 1.00. A User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication. N 2. 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.
21. Wetherill G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages // Trans. Amer. Geophys. Union. 37. 320–326.
22. Williams I.S., 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I. (eds): Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology, 7, 1–35.