

**U-Pb SHRIMP ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ ДИОРИТОВ ТОМИНСКО-БЕРЕЗНЯКОВСКОГО
РУДНОГО ПОЛЯ (Южный Урал, Россия):
ЭВОЛЮЦИЯ Au-Ag-ЭПИТЕРМАЛЬНО-Сu-ПОРФИРОВОЙ СИСТЕМЫ**

А.И. Грабежев, Ф. Беа*, М.П. Монтеро*, Г.Б. Ферштатер

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620151, Екатеринбург, пер. Почтовый, 7, Россия

** Granada University, Campus Fuentenueva, Granada, 18071, Spain*

Томинско-Березняковское рудное поле находится в западной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны (в 20—30 км юго-западнее г. Челябинск). Промышленное (Mo, Au)-Cu-порфировое Томинское месторождение локализовано в восточной части рудного поля в пределах малой мезогипабиссальной интрузии кварц-диоритового состава. Ныне эксплуатирующееся Au-Ag-эпитермальное Березняковское месторождение приурочено к телам субвулканических диоритовых порфиритов западной части рудного поля. Граница между западной и восточной частями рудного поля тектоническая. Гранитоиды относятся к единому вулканоплутоническому комплексу K-Na кварц-диоритового состава. Для Томинского месторождения U-Pb конкордантный возраст циркона из рудоносного диоритового порфирита составляет 428 ± 3 млн лет (СКВО = 0.9), для Березняковского месторождения — 427 ± 6 млн лет (СКВО = 1.1). Силурийский абсолютный возраст установлен для медно-порфировой рудно-магматической системы Урала впервые. В диоритах и кислотных метасоматитах обоих месторождений присутствует уникальная трехслюдяная ассоциация (Mu, Pa, $Mu_{0,36}Pa_{0,64}$ промежуточная фаза). Метасоматически измененные диориты имеют близкий изотопно-петрогеохимический состав и содержание суммы РЗЭ (24—52 г/т) при совмещении их спектров. Наблюдаются единые тренды на диаграммах Zr—Hf, Nb—Ta, La—Ce. Полученные данные свидетельствуют о близком возрастном интервале формирования порфирового и эпитермального месторождений, и вероятности их генетического единства (в составе протяженной по вертикали модельной медно-порфировой колонны). Вертикальная эволюция колонны от гипомезоабиссального до субвулканического уровня включает изотопное корово-мантийное взаимодействие по Sr, S и O. Месторождения разного уровня становления вскрыты на современной поверхности в связи с блоковой тектоникой рудного поля.

U-Pb SHRIMP возраст, Cu-порфировые и Au-эпитермальные месторождения, диориты, Урал.

**THE U-Pb SHRIMP AGE OF ZIRCONS FROM DIORITES OF THE TOMINO-BEREZNYAKI
ORE FIELD (South Urals, Russia): EVOLUTION OF PORPHYRY Cu-EPITHERMAL Au-Ag SYSTEM**

A.I. Grabezhev, F. Bea, M.P. Montero, and G.B. Fershtater

The Tomino-Bereznyaki ore field lies in the western part of the East Urals volcanic megazone (20–30 km southwest of Chelyabinsk). The commercial Tomino porphyry (Mo, Au)–Cu deposit is localized in the east of the field, within a small mesoabyssal intrusion of quartz–diorite composition. The epithermal Au–Ag Bereznyaki deposit is confined to subvolcanic dioritic porphyrites in the west of the field. The western and eastern parts of the ore field have a tectonic boundary. Granitoids belong to a single volcanoplutonic complex of K–Na–quartz–diorite composition. The U–Pb concordant age of zircons from the ore-bearing dioritic porphyrite of the Tomino and Bereznyaki deposits is 428 ± 3 Ma (MSWD = 0.9) and 427 ± 6 Ma (MSWD = 1.1), respectively. A Silurian absolute age has been established for the Urals porphyry Cu ore-magmatic system for the first time. The diorites and acid metasomatites of both deposits contain a unique three-mica assemblage (Mu, Pa, and $Mu_{0,36}Pa_{0,64}$). The metasomatized diorites are of similar isotope-petrogeochemical compositions; they have close total REE contents (24–52 ppm) and REE patterns. Their Zr–Hf, Nb–Ta, and La–Ce diagrams show similar trends. The obtained data indicate the close time of formation of the porphyry and epithermal deposits and their probable genetic entity. The vertical evolution of the porphyry Cu column from meso- and hypabyssal to subvolcanic level includes the isotope (Sr, S, and O) crust–mantle interaction. The deposits formed at different depths expose on the modern surface as a result of the block tectonic processes in the ore field.

U–Pb SHRIMP age, porphyry Cu and epithermal Au deposits, diorites, Urals

ВВЕДЕНИЕ

Проблема генетического единства часто пространственно сближенных медно-порфировых и золото-полиметаллических эпитермальных месторождений («porphyry—epithermal transition») очень активно обсуждается в последние два десятилетия на основе современных изотопных и петрогеохимических

ких данных [Русинов, Коваленкер, 1991; Sillitoe, 1992, 2010; Arribas et al., 1995; Muntean, Einaudi, 2001; Muller et al., 2002; Valencia et al., 2008; и др.]. В большинстве статей приводятся материалы по месторождениям кайнозойского и мезозойского возрастов. В настоящей работе предлагается обсуждение проблемы на примере месторождений, изотопный силурийский возраст которых установлен нами на Урале впервые. Подчеркнем также, что рассматриваемое в статье медно-порфировое месторождение относится, в отличие от большинства литературных примеров, к малораспространенной в мире диоритовой модели медно-порфировых систем. Обычно аргументация генетической близости Cu-порфирового и Au-Ag-эпитермального оруденения ограничивается приведением близких абсолютных возрастов рудно-магматических систем и петрохимии рудоносных магматитов. Нами, наряду с близкими возрастными рудоносных диоритов порфирового и эпитермального месторождений, выявлены оригинальные одинаковые минералого-геохимические особенности метасоматитов, не известные для подобных типов месторождений.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Томинско-Березняковское рудное поле находится в юго-восточной части Биргильдинско-Томинского медно-порфирового рудного узла, располагающегося в 20—30 км юго-западнее г. Челябинск (рис. 1). Структурно рудный узел приурочен к северному выклиниванию Увельской зоны — самой западной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны (вблизи ее сочленения с Восточно-Уральской мегазоной микроконтинентов). К северу Увельская зона сменяется Пороховской и Колпаковской зонами. Одними из главных составных элементов этих зон являются S—D₁ базальт-андезит-дацитовые,

базальт-андезитовые комплексы и их интрузивные комагматы. Геологический S—D₁ возраст вулканоплутонических комплексов Увельской зоны аргументировался Е.А. Белгородским, Р.Г. Язевой и рядом других исследователей [Грабежев, Белгородский, 1992; Контарь, Либарова, 1997; Пучков, 2010; и др.]. В последние годы возраст андезитового комплекса рудного поля одним из авторов настоящей статьи рассматривался, по данным последней геологической съемки, как D₃²—C₁¹. Однако изотопные возрастные данные, приводимые в настоящей работе, свидетельствуют о силурийском возрасте рудоносных магматитов.

Томинско-Березняковское рудное поле протягивается в субмеридиональном направлении на 21 км (при ширине до 8—14 км) на юг от крупного раннеколлизийного C₁—P₂ Челябинского диоритгранодиоритового плутона (см. рис. 1). Положение

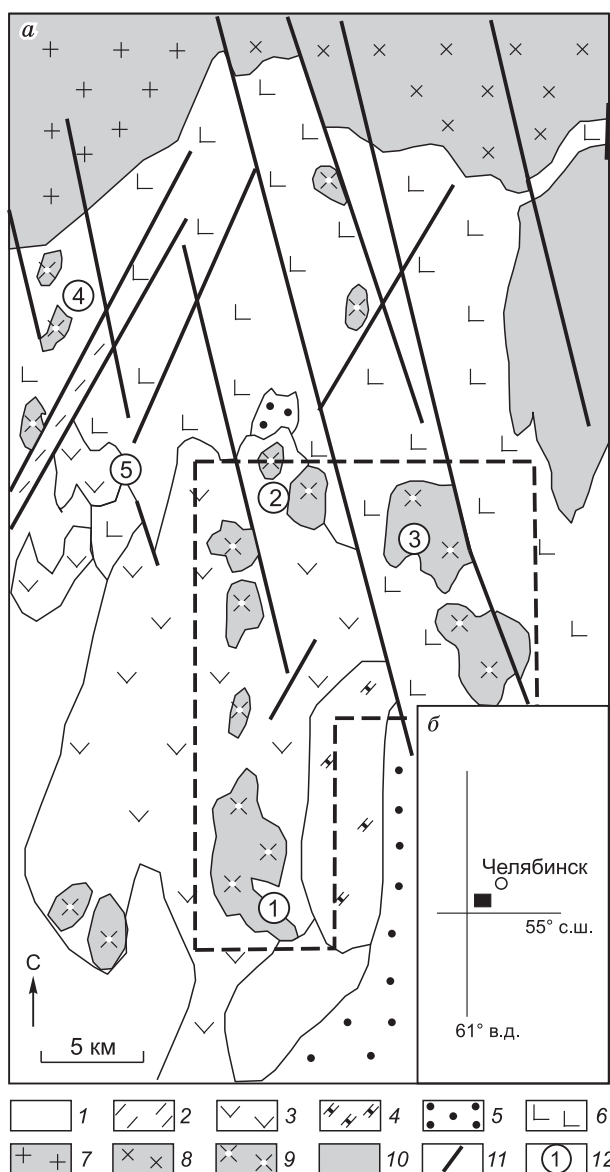
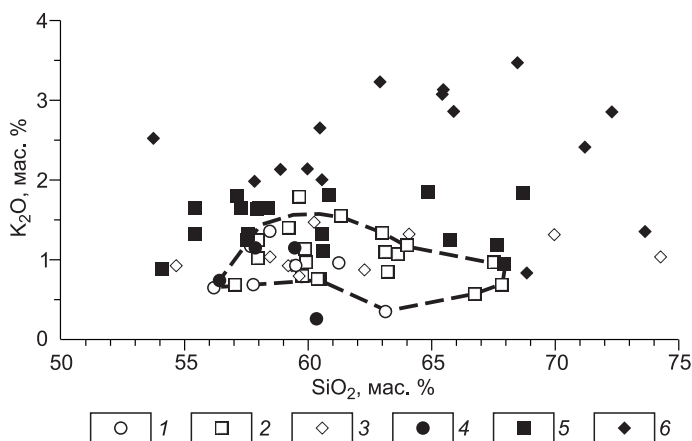


Рис. 1. Схематическая геологическая карта (а) и местоположение (б) Томинско-Березняковского рудного поля по [Грабежев и др., 2000; Плотинская и др., 2009] с изменениями.

1 — осадочные породы, туфы андезитового состава, мраморы (C₁?); 2 — осадочные породы (D₂₋₃); 3 — осадочно-вулканогенная толща, контакты — тектонические (S); 4 — известняки (S₁₋₂); 5 — песчаники, алевролиты и мраморы (O₂—S₁); 6 — базальты и их туфы (O₁₋₂); 7, 8 — соответственно граниты (C₃—P₂) и гранодиориты (C₁₋₂) Челябинского массива; 9 — кварцевые диориты (Томинское месторождение) и субвулканические диоритовые порфиры (Березняковское месторождение) томинско-березняковского комплекса (S); 10 — габбро-кварцдиорит-плагногранитный комплекс Вознесенского массива; 11 — тектонические нарушения; 12 — месторождения и рудопроявления: 1 — Au-Ag-эпитермальное Березняковское, 2 — (Cu, Ag, Au)-Zn Биксизакское, 3 — Cu-порфировое Томинское, 4 — Cu-порфировое Биргильдинское, 5 — Cu-Mo-Au-порфировое Ягузакское. Штриховой линией показан контур рудного поля.

Рис. 2. Зависимость между содержаниями K_2O и SiO_2 в породах Томинского (1—3) и Березняковского (4—6) месторождений.

1, 4 — пропилитизированные или слабосерицитизированные диоритоиды; 2, 5 — умеренно и сильно серицитизированные диоритоиды; 3, 6 — серицит-кварцевые метасоматиты и очень сильно серицитизированные гранитоиды. Штриховой линией обведено поле гранитоидов Томинского массива. Слюда представлена ассоциацией мусковита, парагонита и промежуточной K-Na слюды.



рудного поля в структурах Урала и его детальное описание опубликованы в статьях [Грабежев и др., 1998, 2000; Грабежев, Краснобаев, 2009; Плотинская, 2009; и др.]. Условно рудное поле можно разделить на восточную и западную части, между которыми находится зона крупных разломов. Восточная часть сложена ордовикскими базальтами, которые прорываются цепочкой небольших интрузий кварц-диоритового состава. Размеры двух из них, наиболее крупных, достигают 4×5 км. К этим интрузиям приурочены промышленные Томинское и находящееся южнее Калиновское (Mo, Au)-Cu-порфировые месторождения, запасы меди в этих двух объектах превышают 1.0—1.5 млн т. В данном направлении уменьшается уровень эрозионного среза массивов. Так, если Томинский массив представлен слабопорфировидными мелкозернистыми кварцевыми диоритами (содержащими дайки диоритовых порфириров), то в Калиновском массиве преобладают диоритовые порфириды. В западной части рудного поля наблюдается преимущественно вулканоплутоническая постройка, сложенная ксенотуфами, туфами андезитового состава и в меньшей степени андезитами, андезитодацитами, содержащими прослойки алевролитов и мраморов. Широко распространены тела субвулканических диоритовых порфириров, фациально переходящих в андезиты или перемежающихся с осадочно-вулканогенными породами. В южной части этой постройки находится Au-Ag-эпитермальное Березняковское месторождение.

Рудоносные субвулканические диоритовые порфириды западной части и мезогипабиссальные среднезернистые кварцевые диориты — диоритовые порфириды — восточной части рудного поля имеют однотипные петрогеохимические характеристики [Грабежев и др., 1998, 2000; Грабежев, 2009; Грабежев, Краснобаев, 2009]. Гранитоиды характеризуются калиево-натриевым, преимущественно кварц-диоритовым составом, в подчиненном количестве встречаются плагиогранодиориты (рис. 2). Породы состоят из альбит-олигоклаза, кварца и небольшого количества апоамфиболового хлорита, агрегата тонкочешуйчатых трех белых слюд, а также анкерита, пирита и примеси апатита, циркона, гематита. В диоритовых порфиридах кварц находится исключительно в цементирующей массе, вкрапленники представлены плагиоклазом и, реже, апоамфиболовым хлоритом. Амфибол, биотит, калиевый полевошпат практически не встречаются. Все это свидетельствует о значительном гидротермальном изменении (слабой—умеренной серицитизации и хлоритизации) гранитоидов. Типовой химический состав минимально измененных диоритоидов отвечает (мас. %): 59—61 SiO_2 , 0.4—0.5 TiO_2 , 16—18 Al_2O_3 , 5—6 (FeO + 0.9 Fe_2O_3), 2.5—3.5 MgO, 2—3 CaO, 2—4 Na_2O , 0.5—1.4 K_2O , 1.5—2.5 CO_2 .

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЦИРКОНА

На Томинском месторождении проба для извлечения циркона отобрана из скв. 397 (на гл. 139 м), находящейся примерно в центральной части одноименного массива. Порода представлена диоритовым порфиридом, состоящим из слабосерицитизированных вкрапленников плагиоклаза (около 20 об. %) и цементирующей аплитовидной массы (размером 0.005—0.03 мм), сложенной альбитом—олигоклазом, кварцем и хлоритом. Наблюдаются единичные вкрапленники кварца и агрегаты хлорита. Содержание пирита не превышает 1 мас. %. На Березняковском месторождении проба взята из скв. 43 (на гл. 137 м), пробуренной в западной части месторождения. По составу порода примерно аналогична предыдущей, отличаясь большим содержанием хлорита, более тонкозернистой цементирующей массой и сильным гидротермальным изменением. Вкрапленники плагиоклаза заметно серицитизированы и карбонатизированы. Цирконы выделены с помощью тяжелых жидкостей и дальнейшего отбора кристаллов под бинокуляр из раздробленных до —0.4 мм проб (весом около 1 кг) гранитоидов. Представлен короткопризматическими (с гранями пирамиды), прозрачными (с розовым оттенком) кристаллами, характерными для магматических гранитоидов (рис. 3). U-Pb геохронологические анализы выполнены на приборе SHRIMP-IIe/mc (лаборатория IBERSIMS, Университет Гранады, Испания). Цирконы из ис-

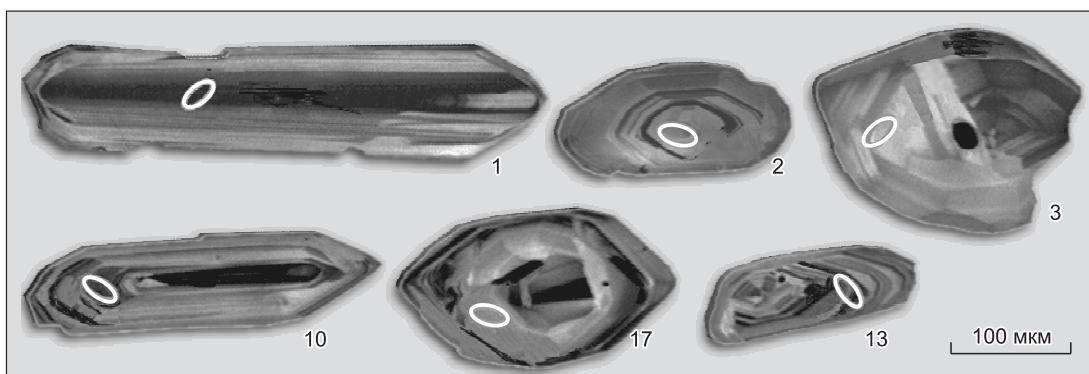


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения типовых кристаллов циркона из диоритовых порфиров Томинского месторождения.

Номера аналитических точек те же, что и в табл. 1.

следуемых образцов вместе со стандартами (несколько зерен циркона Temora, одно зерно SL13, несколько зерен циркона GAL) помещались в шайбу диаметром 3.5 см, полировались и фотографировались в отраженном, проходящем свете во вторичных электронах и методом катодолюминесценции. После интенсивной очистки шайбу покрывали золотом толщиной 80 мкм. Обработка данных осуществлялась при помощи программы SHRIMPTOOLS, специально приспособленной Ф. Беа к IBERSIMS (доступна на сайте www.ugr.es/~fbea). Подробное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории <http://www.ugr.es/~ibersims/ibersims/Welcome.html>.

Для Томинского месторождения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ конкордантный возраст циркона из рудоносного диоритового порфирита составляет 428 ± 3 млн лет ($n = 18$, СКВО = 0.9), для Березняковского месторождения — 427 ± 6 млн лет ($n = 9$, СКВО = 1.1) (табл. 1, рис. 4). Ранее нами был получен возраст циркона из сильно серицитизированного мелкозернистого кварцевого диорита Томинского месторождения. Величина U-Pb возраста этого циркона (определенного на приборе SHRIMP-II во ВСЕГЕИ, аналитик и интерпретатор А.Н. Ларионов) по 9 анализам составляет 429 ± 4 млн лет, СКВО = 0.07 [Грабежев, Краснобаев, 2009]. На Томинском месторождении циркон из мелкозернистого диорита обычно содержит, по сравнению с диоритовым порфиритом, больше Th и U (рис. 5). Это указывает на значительную степень миграции данных элементов при магматической дифференциации и становлении массива. В целом силурийский возраст цирконов из гранитоидов томинско-березняковского вулканоплутонического комплекса, а соответственно, и осадочно-вулканогенной постройки сейчас не подлежит сомнению. Это

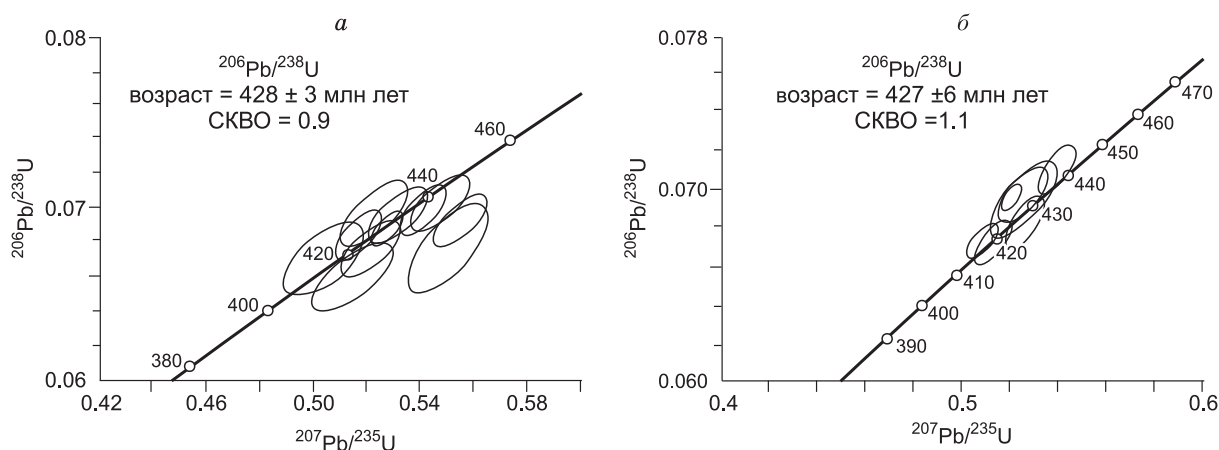


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для цирконов из диоритовых порфиров Томинского (а) и Березняковского (б) месторождений.

Значения возраста приведены с учетом поправки на обыкновенный свинец.

U-Pb SHRIMP-II данные для цирконов из диоритовых порфиров

№ кра- тера	U	Th	²⁰⁶ Pb	<i>f</i> ²⁰⁶	Тh/U		Изотопные отношения						Возраст, млн лет							
					г/г	%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±ст	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±ст	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±ст	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±ст	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±ст	D, %	207 согт	±ст	
Томинское Sn-порфировое месторождение, диоритовый порфирит (скв. 397, гл. 139 м)																				
1	217	155	13	0.01	0.73	0.05692	0.0004	0.06929	0.00047	0.54378	0.00055	488.5	14.8	431.9	2.9	440.9	3.6	2	431.1	2.8
2	81	38	5	-0.25	0.48	0.05602	0.0005	0.0674	0.00078	0.52061	0.00081	453.1	21.6	420.5	4.7	425.6	5.4	1.2	420	4.8
3	48	13	3	0	0.27	0.05828	0.0001	0.068	0.00007	0.5464	0.00024	540.3	4.6	424.1	0.5	442.6	1.5	4.2	422.6	0.3
4	56	20	3	0	0.37	0.05607	0.0002	0.06955	0.00083	0.53771	0.00069	455.3	6.4	433.4	5	436.9	4.6	0.8	433.1	5.1
5	121	40	7	0	0.34	0.05516	0.0003	0.06866	0.00065	0.52217	0.00059	418.5	10.4	428.1	4	426.6	3.9	-0.4	428.3	3.9
6	46	16	3	0	0.35	0.05797	0.0006	0.06932	0.00086	0.55411	0.00091	528.7	22.2	432.1	5.2	447.7	5.9	3.4	430.8	5.2
7	42	15	3	-0.66	0.36	0.05507	0.0008	0.06851	0.00079	0.52021	0.00097	415.1	32.4	427.2	4.7	425.3	6.5	-0.4	427.4	4.8
8	115	48	7	0	0.42	0.05489	0.0004	0.06858	0.00047	0.51904	0.00054	407.9	15.4	427.6	2.9	424.5	3.6	-0.8	427.9	2.9
9	106	40	6	0.39	0.39	0.05608	0.0002	0.07048	0.0004	0.54499	0.00042	455.7	8.2	439	2.4	441.7	2.7	0.6	438.8	2.5
10	81	25	5	0.9	0.32	0.05572	0.0008	0.06837	0.00018	0.52532	0.00076	441.3	30.6	426.4	1.1	428.7	5	0.6	426.3	1
11	71	23	4	0	0.33	0.05593	0.0005	0.06902	0.00059	0.53226	0.00066	449.5	18.4	430.3	3.6	433.3	4.4	0.6	430	3.6
12	60	25	3	1.32	0.43	0.05661	0.001	0.06596	0.00114	0.51483	0.01029	476.3	40	411.8	6.9	421.7	8.7	2.4	410.9	7
13	57	17	3	0	0.3	0.05471	0.0011	0.06726	0.00142	0.50739	0.0152	400.3	47.2	419.7	8.6	416.7	10.3	-0.8	420	8.6
14	57	24	3	1.18	0.43	0.05904	0.0002	0.06762	0.0015	0.55049	0.0125	568.7	8.6	421.8	9	445.3	8.2	5.2	419.8	9.1
15	49	13	3	0.23	0.28	0.05665	0.0004	0.06993	0.00124	0.54619	0.0106	477.9	15.2	435.7	7.5	442.5	7	1.6	435.2	7.6
16	60	19	4	0	0.33	0.05453	0.0004	0.06958	0.00117	0.52315	0.0099	392.9	18.2	433.6	7	427.3	6.7	-1.4	434.1	7.2
17	105	44	6	0	0.43	0.05554	0.0004	0.06947	0.00099	0.53196	0.0088	434.1	17.6	432.9	5.9	433.1	5.9	0	432.9	6
18	105	36	6	-0.18	0.36	0.05635	0.0003	0.06892	0.00074	0.53548	0.0067	466.1	12	429.7	4.5	435.4	4.4	1.4	429.3	4.4
Березняковское Au-Ag-эпитермальное месторождение, субвулканический диоритовый порфирит (скв. 43, гл. 137 м)																				
1	195	40	12	-0.5	0.21	0.05455	0.0007	0.06976	0.00078	0.52466	0.00884	393.7	27.2	434.7	4.7	428.3	5.9	-1.4	435.3	4.8
2	186	33	11	0.17	0.18	0.05548	0.0004	0.06703	0.00028	0.51274	0.00458	431.5	15.6	418.2	1.6	420.3	3.1	0.4	418.1	1.7
3	163	33	10	-0.2	0.21	0.05423	0.0002	0.06959	0.00039	0.52036	0.00377	380.7	6.2	433.7	2.4	425.4	2.5	-2	434.5	2.3
4	186	29	11	0.03	0.16	0.05479	0.0008	0.06951	0.00114	0.52509	0.01153	403.7	32	433.2	6.9	428.5	7.7	-1	433.6	6.9
5	206	46	12	-0.3	0.23	0.05533	0.0004	0.06697	0.00052	0.51096	0.00568	425.7	16	417.9	3.1	419.1	3.8	0.2	417.8	3.2
6	195	41	11	-0.1	0.22	0.05514	0.0001	0.06732	0.00067	0.51187	0.00547	417.9	4.2	420	4	419.7	3.7	0	420	4.1
7	267	76	16	0	0.29	0.05464	0.0002	0.06741	0.00042	0.50787	0.00412	397.5	8.6	420.6	2.6	417	2.8	-0.8	421	2.4
8	323	81	19	-0.2	0.26	0.05583	0.0001	0.06826	0.00079	0.52539	0.00645	445.5	4.4	425.6	4.7	428.7	4.3	0.8	425.4	4.8
9	379	97	23	-0.1	0.26	0.05499	0.0003	0.07103	0.00075	0.53861	0.00663	412.1	12	442.4	4.5	437.5	4.4	-1.2	442.9	4.4

Примечание. Погрешности составляют величину ±1σ. ²⁰⁶Pb и *f*²⁰⁶ — соответственно Pb радиогенный и нерадиогенный (%). D — коэффициент дискордантности. 207 согт — коррекция возраста по ²⁰⁷Pb, в предшествующих колонках возрасты не откорректированы по ²⁰⁷Pb.

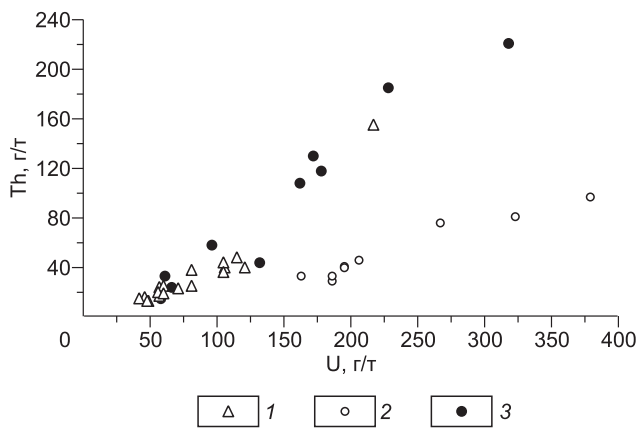


Рис. 5. Соотношения между содержаниями U и Th в цирконах из гранитоидов.

1 — диоритовый порфирит Томинского месторождения; 2 — субвулканический диоритовый порфирит Березняковского месторождения; 3 — кварцевый диорит Томинского месторождения [Грабежев, Краснобаев, 2009].

первый силурийский абсолютный возраст, установленный для рудоносных гранитоидов медно-порфировых и эпitherмальных месторождений Южного Урала.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные возрасты цирконов (428 ± 3 и 427 ± 6 млн лет) свидетельствуют о близком возрастном интервале формирования рудоносных диоритоидов Томинского медно-порфирового и Березняковского эпitherмального месторождений. Учитывая силурийский возраст этих образований, возможные величины $\pm 2\sigma$ анализов (см. рис. 4) не кажутся слишком большими. Они находятся в интервале 0.7—1.5 отн. %, который характерен и для изотопных анализов минералов из многих мезокайнозойских месторождений, возраст которых определялся классическим U-Pb и Re-Os методами [Ballard et al., 2001; Parry et al., 2001; и др.]. На медно-порфировых месторождениях периоды формирования рудоносных порфиров и гидротермалитов совпадают или очень сближены, как это показано многими исследователями и частично рассматривается в обобщающей работе [Sillitoe, 2010]. Подтверждение этого мы видим на Томинском месторождении, на котором наблюдается многофазное внедрение кварцевых диоритов, сопровождающихся прожилково-вкрапленной минерализацией. В эруптивных брекчиях обломки кварцевых диоритов первой фазы, содержащих сульфидно-кварцевые прожилки, цементируются кварцевыми диоритами второй фазы, которые также сопровождаются сульфидно-кварцевыми прожилками. Таким образом, наблюдается параллельное развитие рудоносного многофазового магматизма и гидротермального процесса. Поэтому гидротермалиты рассматриваемых месторождений должны иметь примерно тот же возраст, что и рудоносные гранитоиды.

О близком возрасте гранитоидов и гидротермалитов свидетельствует и краткий обзор литературных данных. Большая часть медно-порфировых месторождений сформировалась в позднем мезозое и кайнозое. Во многих статьях отмечается очень небольшой временной интервал их становления и небольшие значения стандартного отклонения от среднестатистического возраста. Высокопрецизионное U-Pb датирование по отдельным кристаллам цирконов из дорудных и послерудных тел гранитоидов медно-порфировых месторождений Бингхэм Каньон (штат Юта, США) и Байо Алумбрера (Аргентина) свидетельствует о том, что период жизни этих рудно-магматических систем не превышает 0.32 и 0.09 млн лет соответственно [Quandt et al., 2011]. Несколько большая длительность формирования рудно-магматической системы Бингхэм фиксируется по данным [Parry et al., 2001]. На этом месторождении период образования циркона (классический U-Pb метод), гидротермальных биотита и калиевого полевого шпата (Ar-Ar метод) составляет 38.55—37.07 млн лет. Очень близкие значения изотопных возрастов рудоносных гранитоидов и гидротермальных минералов приведены для пространственно ассоциирующихся, почти современных медно-порфировых и эпitherмальных месторождений Филиппин [Attibas et al., 1995; Hedenquist et al., 1998]. В подтверждение «мгновенного» (в геологическом масштабе) образования некоторых месторождений можно также привести данные по позднекайнозойскому супергигантскому месторождению Эль Теньенте (Чили). Формирование многостадийного оруднения этого месторождения произошло, по данным многочисленных Ar-Ag и Re-Os определений (74 ан.), в период между 5.6 и 4.2 млн лет [Vry et al., 2010]. U-Pb возрасты цирконов многофазных рудоносных гранитоидов отвечают в среднем 6.5—5.5 млн лет. Для двух фаз фельзитовых порфиров месторождения Чукикамата возрасты составляют 34.6 ± 0.2 и $(33.3—33.5) \pm 0.3$ млн лет (методы лазерной абляции ICP-MS и SHRIMP). Гидротермальные минералы имеют возраст, определенный Ar-Ag и Re-Os методами, — 33.4 ± 0.3 и 31.1 ± 0.3 млн лет [Ballard et al., 2001]. На Mo-порфировом месторождении Мальмбьерг (Гренландия) возраст (определенный теми же методами) рудоносных гранитов и молибденита из рудных тел составляет соответственно 25.7 и 25.8 млн лет [Brooks et al., 2004]. Эпitherмально-порфировая группа месторождений одного из районов Индонезии сформировалась (по K-Ag определениям) в период между 2.9 и 0.9 млн лет [Perello, 1994]. Таким образом, судя по изучению мезокайнозойских месторождений, период

становления порфировых рудно-магматических систем может быть как очень кратким, так и достигать нескольких миллионов лет. Вероятно, это зависит от глубины становления материнского и рудоносного гранитоидных очагов, т.е. от скорости остывания магматического источника флюида.

Возможно, возрастание длительности становления медно-порфировых рудно-магматических систем характерно для древних порфировых рудных полей — нижнемезозойских, палеозойских и силурийских, которые имеют ограниченное распространение в медно-порфировой группе месторождений. С другой стороны, как уже отмечалось выше, суть может быть не в возрастании длительности формирования гидротермалитов, а в неминимуме увеличении, в силу аналитических причин, значения квадратического отклонения с возрастанием возраста изучаемого объекта. Значительная длительность рудно-магматического процесса отмечалась, по геологическим и изотопно-возрастным данным, для порфировых месторождений Сибири [Сотников и др., 2001, 2005; Берзина и др., 2012; и др.]. Продолжительная эволюция рудоносных гранитоидов фиксируется для рудного поля Ла Каридад в Мексике — величина U-Pb возраста двух фаз рудоносных гранитоидов составляет 55.5 и 50 млн лет [Valencia et al., 2008].

Отметим также, что возраст месторождений, находящихся в пределах протяженных металлогенических зон (до 100 км и более), варьирует весьма значительно и, как правило, направленно. Так, возраст многочисленных месторождений Филиппин, связанных с верхнекайнозойским острововодужным андезитовым магматизмом, изменяется в интервале 10—20 млн лет [Hedenquist et al., 1998]. Это позволяет говорить о пространственно-временной миграции магматического первоисточника этих месторождений в пределах протяженной зоны. Близкая картина фиксируется и для месторождений Новой Зеландии [Christie et al., 2007]. Аналогичное целенаправленное изменение возраста медно-порфировых месторождений наблюдается и на Южном Урале. Здесь SHRIMP-возраст цирконов из рудоносных диоритоидов уменьшается с запада на восток (на протяжении примерно 220 км) от 429—390 до 362—356 и, далее, до 310—320 млн лет [Грабежев, 2012].

В настоящее время широко обсуждается проблема единого флюидно-магматического источника пространственно сближенных порфировых и эпитермальных месторождений. В качестве критериев приводятся близкие значения абсолютного возраста минералов и петрохимии гранитоидов. Ранее полученные нами [Grabezhev, Voronikov, 1993; Грабежев и др., 1998, 2000; Грабежев, 2009; Грабежев, Краснобаев, 2009] и новые данные значительно дополняют доказательную базу единства источника двух типов месторождений. Важным аргументом единства рассматриваемых систем является наличие в измененных гранитоидах и метасоматитах Томинского и Березняковского месторождений уникальной трехчленной ассоциации белых слюд (Mu, Pa, $Mu_{0.36}$ - $Pa_{0.64}$ промежуточная фаза). Наличие такой ассоциации свидетельствует о существовании разрыва смесимости в системе мусковит—парагонит, что впервые было установлено нами [Grabezhev, Voronikov, 1993; Грабежев и др., 1996] одновременно с

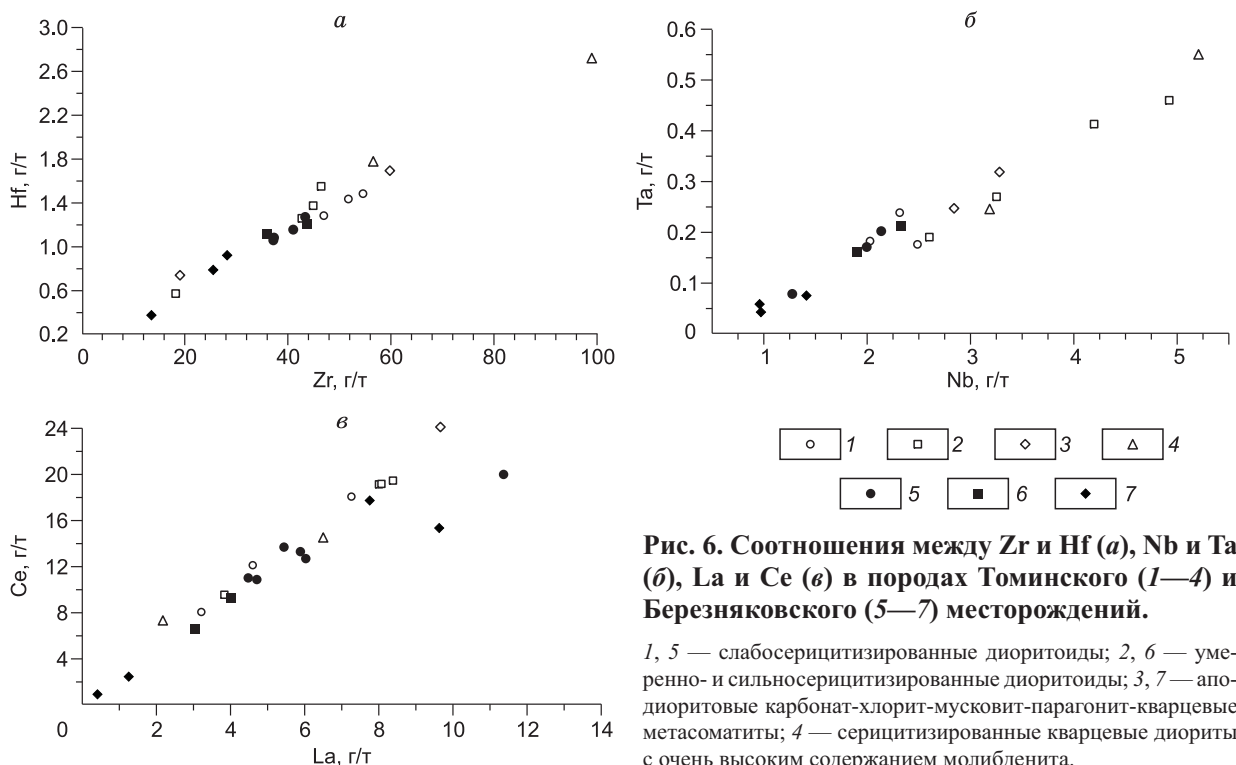


Рис. 6. Соотношения между Zr и Hf (а), Nb и Ta (б), La и Ce (е) в породах Томинского (1—4) и Березняковского (5—7) месторождений.

1, 5 — слабосерцитизированные диоритоиды; 2, 6 — умеренно- и сильносерцитизированные диоритоиды; 3, 7 — аподиоритовые карбонат-хлорит-мусковит-парагонит-кварцевые метасоматиты; 4 — серцитизированные кварцевые диориты с очень высоким содержанием молибдена.

американскими исследователями [Jiang, Peacor, 1993]. Указанный парагенезис белых слюд до сих пор не встречен в других порфириновых месторождениях мира. Кроме того, для метасоматически измененных гранитоидов обоих месторождений установлено наличие единых трендов на диаграммах Zr—Hf, Nb—Ta, La—Ce (рис. 6). В последних наблюдается также низкое содержание суммы РЗЭ (24—52 г/т) при совмещении их спектров и отсутствии европиевой аномалии. Все это позволяет говорить о генетическом единстве Томинского и Березняковского месторождений и относить их к одной, протяженной по вертикали модельной рудно-магматической колонне. Вертикальная эволюция этой колонны от мезогипабиссального к субвулканическому уровню сопровождается возрастанием в измененных диоритоидах К/Na отношения (роли мусковита относительно парагонита) и величины ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t отношения (от 0.7042—0.7050 до 0.7049—0.7051). Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ остаются примерно постоянными (6.5—7.5). В жильных карбонатах Томинского месторождения также фиксируется близмантийное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение (0.7044, 0.7047), которое возрастает до 0.7053—0.7057 на Березняковском месторождении. На последнем в перекристаллизованных мраморах величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения возрастает еще более за счет изотопного мантийно-корового смешения. В слюдах и карбонатах из метасоматитов от мезогипабиссального к субвулканическому уровню уменьшается величина $\delta^{18}\text{O}$ (соответственно от 9.1—12.8 до 6.5 ‰ и от 16.0 до 12.1 ‰). Это отвечает возрастанию роли метеорной воды. В рудных телах субвулканической части колонны по сравнению с мезогипабиссальной частью резко увеличивается количество пирита (составляет соответственно 4.2 ± 1.68 мас. %, 68 проб и 1.18 ± 0.33 мас. %, 30 проб). При этом возрастает величина $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов (в среднем составляет -2.5 и $+3.0$ ‰). Указанные изменения должны быть связаны не только с понижением температуры флюида при его движении вверх, но и с его взаимодействием с коровыми породами. Приведенные данные и положение фигуративных точек гранитоидов на дискриминационных диаграммах [Грабежев, 2012] указывают на островодужный геохимический тип диоритоидов и мантийный источник вещества при возрастании роли корово-мантийного взаимодействия от нижней к верхней части колонны.

ВЫВОДЫ

Рудоносные диоритоиды мезогипабиссального Cu-порфиривого Томинского и субвулканического Au-Ag-эпитермального Березняковского месторождений имеют близкий силурийский абсолютный возраст (соответственно 428 ± 3 и 427 ± 6 млн лет), впервые установленный для уральских порфириновых объектов. Можно считать, что они сформировались в одном возрастном интервале. Полученные данные свидетельствуют также о силурийском возрасте вулканогенно-осадочной толщи западной части рудного поля. С учетом однотипных для обоих месторождений экзотического К-Na метасоматоза и петрогеохимических особенностей рудоносных гранитоидов можно однозначно говорить о генетическом единстве и общем источнике вещества указанных месторождений. Их формирование происходит на различных уровнях протяженной по вертикали эволюционирующей модельной медно-порфириновой колонны. Вертикальная эволюция рудно-магматической колонны включает взаимодействие флюида с коровым субстратом, что приводит к увеличению в гидротермалитах субвулканического уровня изотопных отношений Sr, величины $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов и возрастанию доли метеорной воды в минералах.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 12-05-00103а), а также по программе Президиума РАН № 27, финансируемой УрО РАН (проект 12-П-5-2015). Это публикация IBERSIMS № 3, Granada University, Spain. Авторы признательны С.В. Прибавкину и В.Г. Крживицкой за помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

Берзина А.П., Лепехина Е.Н., Берзина А.Н., Гимон В.О. Цирконы магматических пород Cu-Мо-порфиривого месторождения Эрденетуин-Обо (Монголия): U-Pb-датирование и петрологические следствия // ДАН, 2012, т. 442 (5), с. 673—679.

Грабежев А.И. Sr-Nd-C-O-H-S изотопная характеристика медно-порфириновых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера, 2009, № 6, с. 66—89.

Грабежев А.И. Рениеносные медно-порфириновые рудно-магматические системы Урала: геологическое положение, изотопно-петрогеохимическая и возрастная латеральная зональность // Литосфера, 2012, № 4, с. 190—207.

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфириновых месторождений. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 1992, 199 с.

Грабежев А.И., Краснобаев А.А. U-Pb возраст и изотопно-геохимическая вертикальная зональность Томинско-Березняковского рудного поля // Литосфера, 2009, № 2, с. 14—27.

Грабежев А.И., Жухлистов А.П., Русинова О.В., Мохов А.В., Сивцов А.В. Ряд мусковит-парагонит: аргументация существования промежуточной гомогенной K-Na слюды // ДАН, 1996, т. 350 (5), с. 669—671.

Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург, 1998, 171 с.

Грабежев А.И., Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Молошаг В.П., Сотников В.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Покровский Б.Г. Березняковское золото-порфиговое месторождение (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений, 2000, т. 42 (1), с. 38—52.

Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург, Изд-во «Уралгеолком», 1997, 233 с.

Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Коваленкер В.А., Новоселов К.А., Зелтманн Р. Минералогия и условия образования руд Березняковского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51 (5), с. 414—443.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа, Институт геологии УНЦ РАН, 2010, 279 с.

Русинов В.Л., Коваленкер В.А. Эпитермальная флюидно-магматическая рудообразующая система: изотопные и геологические данные // Геология рудных месторождений, 1991, т. 33 (1), с. 77—81.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.П., Берзина А.Н. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология магматических и метасоматических событий в Сорском Cu-Mo-порфириновом рудном узле (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (5), с. 786—801.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.П. Cu-Mo-порфириновое месторождение Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, факторы крупномасштабного рудообразования // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (6), с. 633—644.

Arribas A., Hedenquist J.W., Itaya T., Okada T. Contemporaneous formation of porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines // Geology, 1995, v. 23 (4), p. 337—340.

Ballard J.R., Paalin J.M., Williams I.S. Two ages of porphyry intrusion resolved for the super-giant Chuquibambilla copper deposit of northern Chile by ELA-ICP-MS and SHRIMP // Geology, 2001, v. 29 (5), p. 383—386.

Brooks C.K., Tegner C., Thomassen B. Re-Os and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of porphyry molybdenum deposits in the East Greenland volcanic-rifted margin // Econ. Geol., 2004, v. 99 (6), p. 1215—1222.

Christie A.B., Simpson M.P., Brathwaite R.L., Mauk J.L., Simmons S.F. Epithermal Au-Ag and related deposits of the Hauraki Goldfield, Coromandel volcanic zone, New Zealand // Econ. Geol., 2007, v. 102 (5), p. 785—816.

Grabezhev A., Borovikov Y. Porphyry copper deposits of the Urals // Resource Geology. Special Issue. Proceeding of the 29th IGC, 1993, № 15, p. 275—284.

Hedenquist J.W., Arribas A., Reynolds T.J. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast—Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines // Econ. Geol., 1998, v. 93 (4), p. 373—404.

Jiang W.T., Peacor D.R. Formation and modification of metastable intermediate sodium potassium mica, paragonite and muscovite in hydrothermally altered metabasites from northern Wales // Amer. Miner., 1993, v. 78 (7—8), p. 782—793.

Muller D., Kaminski K., Uhlig S., Graupner T., Herzog P.M., Hunt S. The transition from porphyry to epithermal-style gold mineralization at Ladolam, Lihir Island, Papua New Guinea: a reconnaissance study // Miner. Deposita, 2002, v. 37 (1), p. 61—74.

Muntean J., Einaudi M. Porphyry—epithermal transition: Maricunga Belt, Northern Chile // Econ. Geol., 2001, v. 96 (4), p. 743—772.

Parry W.T., Wilson P.N., Moser D., Heisler M. U-Pb dating of zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of biotite at Bingham, Utah // Econ. Geol., 2001, v. 96 (7), p. 1671—1684.

Perello J.A. Geology, porphyry Cu-Au and epithermal Cu-Au-Ag mineralization of the Tombulilato district, North Sulawesi, Indonesia // J. Geochem. Expl., 1994, v. 50 (1—3), p. 221—256.

Quadt A., Erni M., Martinek K., Moll M., Peutcheva I., Heinrich C.A. Zircon crystallization and the lifetimes of ore-forming magmatic-hydrothermal systems // Geology, 2011, v. 39 (5), p. 731—734.

Sillitoe R.H. The porphyry—epithermal transition // Report. Geol. Surv. Jap., 1992, v. 279, p. 156—160.

Sillitoe R.H. Porphyry copper systems // Econ. Geol., 2010, v. 105 (1), p. 3—41.

Valencia V.A., Eastoe C., Ruiz J., Ochoa-Landin L., Gehrels G., Gonzales-Leon C., Barra F., Espinosa E. Hydrothermal evolution of the porphyry copper deposit at La Caridad, Sonora, Mexico, and the relationship with a neighboring high-sulfidation epithermal deposit // Econ. Geol., 2008, v. 103 (2), p. 473—491.

Vry V.H., Wilkinson J.J., Seguel J., Millan J. Multistage intrusion, brecciation, and veining at El Teniente, Chile: evolution of a nested porphyry system // Econ. Geol., 2010, v. 105 (1), p. 119—153.