

УДК 553.43+546.027(470.5)

## СИСТЕМАТИКА U-Pb ВОЗРАСТОВ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАНИТОИДОВ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

© 2017 г. А. И. Грабежев, Г. Ю. Шардакова, Ю. Л. Ронкин, О. Б. Азовскова

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,  
e-mails: a\_grabezhev@mail.ru; shardakova@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 29.08.2016 г.; принята к печати 25.10.2017 г.

Проведено обобщение U-Pb возрастов цирконов из медно-порфировых месторождений восточного склона Урала. Утвержденные запасы в наиболее крупных из них составляют 1.4–1.8 млн тонн Cu (при среднем содержании 0.4–0.6 мас. %). Порфировое оруденение приурочено к небольшим массивам кварц-диоритового состава, локализованным исключительно в пределах субмеридиональных вулканогенных зон островодужного типа, разделяющихся сиалическими зонами. U-Pb датирование проводилось методом LA ICP-MS в Институте Наук о Земле Университета Иоганна Вольфганга Гёте (г. Франкфурт-на-Майне, Германия); на приборе SHRIMP-II СПб, ВСЕГЕИ, Россия; на приборе SHRIMP-IIe/mc в лаборатории IBERSIMS, Университет Гранады, Испания. На Южном Урале в латеральном разрезе с запада на восток (на расстоянии около 160 км) возраст кварцевых диорит-порфиров отдельных месторождений уменьшается от D<sub>1-2</sub> (390 и 380 млн лет, Гумешевское и небольшое Вознесенское месторождения) в Тагило-Магнитогорской мегазоне до D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub><sup>1</sup> (362 и 356 млн лет, крупное Михеевское месторождение, Тарутинское месторождение) в восточной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны и C<sub>1</sub><sup>2</sup> (336 и 335 млн лет, Бенкалинское, Жалтыркольское месторождения) в Валерьяновской мегазоне. Кроме того, в западной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны (в Увельской аллохтонной тектонической структуре) находятся рудоносные порфировые кварц-диоритовые массивы S<sub>1-2</sub> возраста. К ним приурочен крупный промышленный Томино-Березняковский рудный узел с эпitherмальной и порфировой минерализацией (427–429 млн лет) и находящееся в 25 км южнее Зеленодольское порфировое месторождение (418 млн лет). В указанном направлении меняется и рудная специфика: Cu-(Au)- и Au-Cu-порфировые месторождения сменяются Cu-(Au, Mo)-порфировыми. В пределах Магнитогорской зоны от ранне- к позднеостроводужной стадии возраст рудоносных гранитоидов уменьшается (390, 381, 374 и 362 млн лет) при смене их состава от кварц-диоритового до шошонитового. Изотопные и петрогеохимические данные свидетельствуют о том, что рассматриваемый островодужный тип диоритов является, возможно, результатом селективного плавления метабазальтов нижней коры или деплетированной мантии (мантийного клина). Такое плавление происходило неоднократно по мере смещения во времени источника плавления с запада на восток Урала.

**Ключевые слова:** изотопный возраст, циркон, Cu-порфировые месторождения, кварцевые диориты, Урал

## SYSTEMATIZATION OF U-Pb ZIRCON AGES OF GRANITOIDS FROM THE COPPER PORPHYRY DEPOSITS ON THE URALS

Anatolii I. Grabezhev, Galina Yu. Shardakova, Yurii L. Ronkin, Oksana B. Azovskova

*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg,  
620016, Russia, e-mails: a\_grabezhev@mail.ru; shardakova@igg.uran.ru*

Received 29.08.2016; accepted 25.10.2017

There is a generalization of U-Pb age of zircons from the copper-porphyry deposits of the eastern slope of the Urals. Approved reserves of the largest ones are about 1.4–1.8 Mt of Cu (at an average content of 0.4–0.6 wt % of Cu). Porphyry mineralization is confined to the small massifs of quartz-diorite composition, localized exclusively within sub-meridional volcanic areas of island-type separated by sialic zones. U-Pb ages were determined by LA ICP-MS, Goethe University Frankfurt (Germany), by SHRIMP-II, VSEGEI (St. Petersburg, Russia) and by SHRIMP-IIe/mc, IBERSIMS, Granada University (Spain). In the South Urals lateral section from east to west (approximately 160 km) the age of some quartz diorite porphyry deposits decreased from D<sub>1-2</sub> (390 and 380 Ma, the Gumeshek and small Voznesensk deposits in Tagilo-Magnitogorsk Megazone) to D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub><sup>1</sup> (362 and 356 Ma, major Mikheyevsk deposit Tarutinsk deposit in the eastern part of the East-Ural volcanic megazone) and C<sub>1</sub><sup>2</sup> (336 and 335 Ma, Benkalinsk, Zhaltyrkol'sk deposits in Valeryanovka zone). In addition, in the western part of the East-Ural volcanic megazone (in Uvelka allochthonous tectonic structure) there are S<sub>1-2</sub> ore-bearing porphyry quartz-diorite massifs. They include the large industrial Tomino-Bereznyaki ore cluster with epithermal and porphyry mineralization (427–429 Ma) and of Zelenodolsk porphyry deposit (418 Ma) located at the distance of 25 km to

**Для цитирования:** Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л., Азовскова О.Б. (2017) Систематика U-Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала. *Литосфера*, 17(5), 113–126. DOI: 10.24930/1681-9004-2017-17-5-113-126

**For citation:** Grabezhev A.I., Shardakova G.Yu., Ronkin Y.L., Azovskova O.B. (2017) Systematization of U-Pb zircon ages of granitoids from the copper porphyry deposits on the Urals. *Litosfera*, 17(5), 113–126. DOI: 10.24930/1681-9004-2017-17-5-113-126

the South. In indicated direction, ore specificity also changes: Cu-(Au)- and Au-Cu-porphyric deposits are replaced by Cu-(Au, Mo)-porphyric ones. Within the Magnitogorsk zone from the early- to the late island-arc stage, the age of ore-bearing granitoids decreases (390, 381, 374 and 362 Ma), at that time their composition changes from diorite to shoshonite. Isotopic and petrogeochemical data suggest that considered island-type diorite is perhaps the result of selective melting of metabasalts of low crust or of depleted mantle (mantle wedge). This melting occurred repeatedly according to the displacement in time of its source from the west to the east of the Urals.

**Keywords:** *isotopic age, zircon, Cu-porphyry deposit, quartz diorite, Ural*

#### Acknowledgments

The authors are grateful to the anonymous reviewer for careful consideration of the content and editing of the article. Most of the comments of the reviewer are taken into account in the reprocessing of the article. We are also grateful to V.V. Murzin and V.G. Krzhivitskaya for their help in the work.

## ВВЕДЕНИЕ

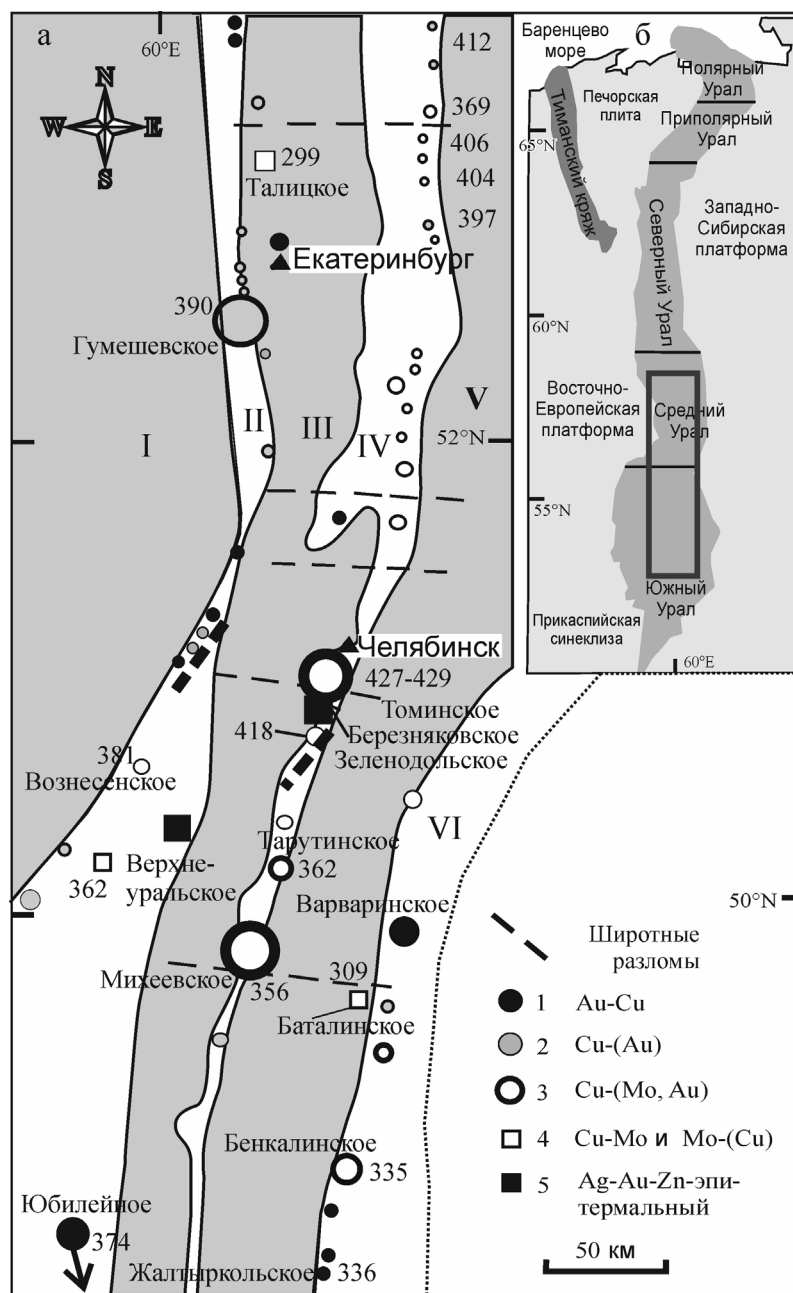
Восточный склон Урала и западное Зауралье являются новой крупной промышленной медно-порфировой провинцией России. На Южном Урале отрабатывается Михеевское **Cu ± (Au, Mo)** месторождение и готовится к эксплуатации Томино-Калиновское **Cu ± (Au, Mo)** рудное поле. Балансовые запасы составляют 1.4–1.8 млн тонн **Cu** в каждом при среднем содержании меди 0.4–0.6 мас. % [Грабежев, 2012; Plotinskaya et al., 2014, 2016; и др.]. Разрабатываются и несколько других месторождений меньшего масштаба. К их числу относятся Гумешевское **Cu-(Au)** месторождение со скарновой и прожилково-вкрапленной минерализацией. Юбилейное **Au-Cu**-порфировое и Варваринское **Cu ± Au** месторождения, а также ряд более мелких объектов. Рассмотрение закономерностей размещения месторождений различного возраста имеет существенное значение для прогноза новых промышленных объектов. Авторами в последние годы получено значительное число **U-Pb** датировок цирконов из рудоносных кварцевых диоритов Урала. Часть этих датировок приведена в работах [Грабежев, Ронкин, 2011; Грабежев, 2014; Грабежев и др., 2013, 2014, 2016; и др.]. Возрасты варьируют в широком диапазоне от венлока (среднего силура) до раннего карбона. Тем не менее, за единичными исключениями, состав рудоносных магматитов остается примерно постоянным (кварц-диоритовым), причем порфировое оруденение локализовано исключительно в вулканических зонах островодужного типа. Рудномагматические системы Урала принципиально отличаются от большинства других медно-порфировых регионов мира, где рудоносные гранитоиды обычно имеют известково-щелочной или субщелочной состав и сформировались преимущественно в мезозое–кайнозое [Stacey, Kramers 1975; Cooke et al., 2005; Sillitoe, 2010; Wolfe, Cooke, 2011; Shen et al., 2014; и др.]. Месторождения палеозойского возраста имеют ограниченное распространение. В России и Монголии к их числу относятся месторождения Аксуг, Сора, Цаган-Субурга (410–360 млн лет) [Сотников и

др., 2005; Берзина и др., 2012; и др.]. В других регионах палеозойские и более древние месторождения единичны [Kesler et al., 1975; Wilkinson, Kesler, 2009; и др.]. Основной задачей данной работы является рассмотрение широкого возрастного диапазона медно-порфирового рудообразования (от силура до раннего карбона) и возрастной пространственной эволюции порфирового магматизма от западных к восточным структурам Урала. В статье не рассматриваются порфировые месторождения Приполярного и Полярного Урала, охарактеризованные в [Plotinskaya et al., 2014; и др.].

## КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### Геологическое положение месторождений и их рудные типы

Порфировые месторождения, для которых получены изотопные возрасты цирконов из рудоносных гранитоидов, показаны на рис. 1. Месторождения и многочисленные рудопоявления находятся в трех общеуральских субмеридиональных вулкано-генных зонах преимущественно островодужного типа и локализованы вблизи их тектонических границ (глубинных разломов). Между этими зонами находятся зоны, имеющие сиалический фундамент. Подробная геологическая характеристика структуры Урала, положение месторождений и некоторые сведения об их ресурсах приведены в [Попов, 1977; Grabezhev, Borovikov, 1993; Грабежев, Белгородский, 1992; Perello et al., 2001; Herrington et al., 2005; Пучков, 2006; Плотинская и др., 2009; Серавкин и др., 2011; Грабежев, 2012; Plotinskaya et al., 2014, 2016; и др.]. В пределах самой западной и существенно фемической *Тагило-Магнитогорско-Западномугоджарской* зоны, включающей островные дуги S и D возрастов, находятся **Cu-(Au)-порфировые** месторождения (Гумешевское, Салаватское), **Au-Cu-порфировые** месторождения (Юбилейное, Миасская группа) и многочисленные рудопоявления. Руды этих месторождений содержат крайне мало **Mo** (5–15 г/т) и имеют высокое **Cu/Mo**



**Рис. 1.** Схема размещения медно-порфирового оруденения в районах Среднего и Южного Урала (а) и их положение в пределах Урала (б).

I–VI – главные мегаструктуры Урала. I, III, V – сиалические зоны: I – Центрально-Уральская, III – Восточно-Уральская, V – Зауральская; II, IV, VI – вулканические (островодужные) мегазоны: II – Тагил–Магнитогорск–Западные Мугоджары, IV – Восточно-Уральская, VI – Валерьяновская. Серым показаны сиалические белым – вулканические мегазоны. 1–5 – состав (тип) руд, большими знаками показаны крупные месторождения (ныне разрабатывающиеся), мелкими – небольшие месторождения и крупные рудопроявления. Приведены абсолютные возрасты циркона из рудоносных гранитоидов для конкретных месторождений. Подробнее положение месторождений показано в работе [Серавкин и др., 2011].

**Fig. 1.** The scheme of location of Cu-porphyry deposits in the Central and Southern Urals (a) and their position within the Uralian Mobile Belt (b).

I–VI – main large structures of the Urals. I, III, V – sialic megazones: I – Central Uralian, III – East Uralian, IV – Transuralian; II, IV, VI – volcanic (island-arc) megazones: II – Tagil–Magnitogorsk–West Mugodzhary, IV – East Uralian, VI – Valeryanovka. Sialic megazones are shown in gray color, volcanic zones, in white color. 1–5 – composition (type) of ore; large signs symbols are large deposits, (which are now being developed); small deposits and large occurrences are shown by small symbols signs. There are isotopic ages of the zircon ore-bearing granitoids for at specific deposits. For their position shown in detail you can see [Seravkin et al., 2011].

отношение (обычно более 600). Содержание Au в **Cu-(Au)**-порфировых месторождениях составляет 0.1–0.3 г/т, в **Au-Cu**-порфировых месторождениях – 1–5 г/т. В этой структуре находятся также небольшое **Cu ± (Mo, Au)**-Вознесенское месторождение и позднеостроводужное Верхнеуральское **Cu-Mo**-рудопоявление.

Для двух других вулканогенных зон (см. рис. 1), находящихся восточнее *Тагило-Магнитогорско-Западномугоджарской зоны*, характерен более кремнекислый (сиало-фемический) состав фундамента. В *Восточно-Уральской вулканической зоне* (троговой или островодужной природы) преобладает **Cu ± (Au, Mo)** тип порфирового оруденения, представленный наиболее крупными южно-уральскими Михеевским и Томино-Калиновским месторождениями. Михеевское месторождение находится в восточной пограничной части зоны. Томино-Березняковский (Томино-Биргильдинский) рудный узел, приуроченный к противоположной (западной) части зоны, находится в пределах Увельской аллохтонной тектонической пластины, имеющей O–S (?) фундамент. С Томино-Калиновским порфировым месторождением генетически связано разрабатываемое эпitherмальное **Ag-Au-(Cu, Zn)** *Березняковское* месторождение [Плотинская и др., 2009; Грабежев и др., 2013]. В 25 км южнее этого узла расположено небольшое Зеленодольское месторождение. В среднеуральской части Восточно-Уральской вулканогенной зоны находится субмеридиональная полоса слабо изученных мелких месторождений и рудопоявлений, которые контролируются на всем протяжении (около 250 км) Алапаевско-Теченским глубинным разломом. В рудах месторождений этой зоны содержание Mo иногда достигает 40–100 г/т, редко превышая 30–70 г/т.

В самой восточной  $C_{1-2}$  *Валерьяновской андезитовидной островодужной зоне* известно несколько субмеридиональных поясов медно-порфировых месторождений и рудопоявлений. Состав их руд сильно варьирует. Наиболее крупный объект представлен **Cu-(Au, Mo)** Бенкалинским месторождением; к этой же группе надо отнести Жалтыркольское рудопоявление. Обычное содержание молибдена в рудах составляет 20–40 г/т. Содержание Au в рудах редко превышает 0.2–0.3 г/т. Исключение представляет разрабатываемое Варваринское месторождение (локализованное в Денисовской подзоне), в рудах которого количество Au часто достигает 0.5–2 г/т. Значительный интерес представляет небольшое **Cu-Mo ± (Au)** Баталинское месторождение ( $Cu/Mo = 2–35$ ), находящееся в восточной краевой части сиалической Зауральской мегазоны.

### Рудоносный гранитоидный магматизм

**Cu-(Au)-, Au-Cu- и Cu-(Au, Mo)-порфировые** месторождения всех трех вулканогенных зон соответ-

ствуют, за единичными исключениями, известной диоритовой рудномагматической модели медно-порфировых систем (островодужному геохимическому типу). Порфировые интрузивные тела имеют небольшие размеры (0.5–20 км<sup>2</sup>), реже это компактные дайковые пояса (Михеевское месторождение). Особенностью уральских медно-порфировых массивов, за исключением нескольких объектов, является их плагиогранитоидный состав (табл. 1). Абсолютно преобладают гранитоиды кварц-диоритового состава. В ограниченном количестве и далеко не всегда в массах присутствуют породы габбродиоритового, диоритового, тоналитового, и трондьемитового состава. Незавершенность гранитоидных порфировых серий является важной чертой рудоносных уральских гранитоидов. Порфировая структура характерна для диоритов, преимущественно развитых на крупных месторождениях и рудопоявлениях. В остальных случаях обычно наблюдается порфировидная структура, отражающая мезо-гипабиссальные условия становления массивов. Фенокристы в диоритах представлены плагиоклазом и амфиболом, а также кварцем. Биотит и особенно калиевый полевой шпат встречаются спорадически, их количество несколько увеличивается в гранитоидах восточных зон. Гранитоиды повсеместно в различной степени гидротермально изменены – альбитизированы, серицитизированы, хлоритизированы и карбонатизированы. Детальная петрографическая характеристика гранитоидов приведена нами ранее [Грабежев, Белгородский, 1992; и др.]. Содержания  $K_2O$ , Rb, РЗЭ в гранитоидах весьма низкие и несколько возрастают (за немногими исключениями) в восточном направлении от Тагило-Магнитогорской к Восточно-Уральской и далее Валерьяновской зонам. В кварцевых диоритах и низкокремнеземистых тоналитах Южного Урала эти содержания в среднем составляют: 0.8–1.4, 1.1–1.6 и 1.6–2.0 мас. %  $K_2O$ ; 4–17, 16–25 и 21–42 г/т Rb; и 23–48, 32–47, 45–58 г/т суммы РЗЭ. Спектры РЗЭ всех гранитоидов очень близки [Грабежев, 2012; Plotinskaya et al., 2014]. Характерной их особенностью является слабо выраженная или полностью отсутствующая европиевая аномалия. Двуполевошпатовые гранитоиды диорит-гранодиоритового состава нескольких месторождений (Юбилейное, Верхнеуральское, Артемовско-Алтынайское, Баталинское), содержат до 2.5–3.6 мас. %  $K_2O$  (см. табл. 1, рис. 1) и, соответственно, больше Rb, РЗЭ, чем в указанной группе пород.

### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

U-Pb датирование кристаллов циркона из гранитоидов проводилось в трех лабораториях: методом LA ICP-MS в Институте Наук о Земле Университета Иоганна Вольфганга Гёте (г. Франкфурт-на-Майне, Германия); на приборе SHRIMP-II в Центре “Россия” и на приборе SHRIMP-IIe/mc в лабо-



**Таблица 1.** Представительные средние химические составы (мас. %) слабо измененных рудоносных гранитоидов медно–порфировых месторождений Урала, для которых известен U–Pb возраст цирконов, мас. % (Rb и Sr в г/т)

**Table 1.** Representative average chemical compositions (wt %; Rb, Sr – ppm) of slightly altered granitoids from Cu-porphyry deposits in theUrals with known U–Pb zircon age

Компонент	Тагило–Магнитогорско–Западномугоджарская островодужная зона				Восточно-Уральская вулканогенная зона								Валерьяновская зона и ее обрамление		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	(3)	(3)	(21)	(6)	(4)	(18)	(15)	(17)	(2)	(9)	(2)	(3)	(8)	(21)	(3)
SiO <sub>2</sub>	61.45	58.27	69.43	65.95	63.27	65.67	61.28	61.66	56.18	62.49	71.90	56.88	62.61	63.31	66.41
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.37	0.29	0.32	0.42	0.32	0.46	0.33	0.46	0.46	0.18	0.505	0.53	0.47	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.84	15.15	15.14	15.75	17.14	15.74	17.32	16.97	18.58	13.83	13.86	16.56	17.25	16.30	15.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.47	2.17	1.04	1.40	1.77	1.26	1.66	2.54	4.235	2.57	0.76	4.165	2.51	1.44	1.06
FeO	2.56	5.75	1.95	3.48	3.11	2.38	2.93	3.32	1.6	4.08	1.89	1.2	2.36	3.52	2.32
MnO	0.10	0.09	0.04	0.07	0.04	0.04	0.09	0.06	0.07	0.12	0.06	0.11	0.04	0.06	0.03
MgO	2.85	4.48	1.33	1.25	2.39	2.54	3.12	2.56	3.78	3.95	0.46	3.28	1.89	1.93	1.62
CaO	6.06	5.61	2.30	2.74	2.31	3.53	4.50	2.55	7.42	5.03	1.18	3.495	3.90	4.13	3.20
Na <sub>2</sub> O	3.42	3.36	4.53	4.28	3.42	3.29	4.09	5.54	5.41	3.17	5.54	4.05	3.83	4.20	3.94
K <sub>2</sub> O	0.75	1.44	1.82	2.96	1.09	1.61	1.33	1.17	0.63	1.16	3.60	2.41	1.59	2.04	3.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.16	0.12	0.13	0.14	0.09	0.13	0.14	0.11	0.08	0.03	0.31	0.15	0.22	0.13
CO <sub>2</sub>	–	0.05	0.81	0.12	2.08	0.86	0.47	1.40	–	–	–	–	0.13	0.10	0.34
S	0.08	0.33	0.13	–	0.65	0.32	0.21	0.68	–	–	–	–	1.99	0.14	0.06
F	–	0.10	0.03	–	–	0.04	0.05	0.02	–	–	–	–	0.08	0.06	0.05
H <sub>2</sub> O	2.78	2.52	1.30	1.03	2.50	2.21	1.93	1.69	2.18	2.66	0.62	7.45*	1.08	1.05	1.49
Сумма	99.87	99.82	99.90	99.48	100.33	99.90	99.55	99.58	100.65	99.89	100.06	100.42	99.94	98.94	99.27
Rb	16	30	64	83	16	19	32	33	19	15	40	33	45	51	91
Sr	382	527	222	846	294	329	508	195	393	203	58	373	501	720	646

Примечание. 1–4 – Тагило-Магнитогорско-Западномугоджарская зона. 1 – Гумешевское месторождение, пропилизированные амфиболовые кварцевые диориты рудной зоны; 2 – Вознесенское месторождение, кварцевые диориты амфиболовые; 3 – Юбилейное месторождение, трондьемиты, часто содержащие вторичный калишпат, серицит, хлорит; 4 – Верхнеуральское рудопроявление, биотит-амфиболовые диориты. 5–8 – южноуральская часть Восточно-Уральской островодужной зоны. 5 – Томинское месторождение, кварцевые диориты, частично замещенные парагонитом; 6 – Михеевское месторождение, слабо измененные тоналит-порфиры; 7 – Тарутинское месторождение, амфиболовые базокварцевые диоритовые порфириты и кварцевые диориты; 8 – Зеленодольское рудопроявление, кварц-плагиоклазовые базокварцевые диоритовые порфириты хлоритизированные. 9–12 – среднеуральская часть Восточно-Уральской островодужной зоны. Алапаевско-Сухоложская рудная зона: 9 – Ялуниногорский массив, амфиболовые диорит и диоритовый порфирит; 10, 11 – Артемовско-Алтынайская интрузия, кварцевые диориты (10) и граниты (11); 12 – Восточно-Артемовское рудопроявление (скв.1013), серицитизированные кварцевые диориты, содержащие много карбоната и пирита. 13, 14 – Валерьяновская островодужная зона. 13 – Бенкалинское месторождение, базокварцевые диоритовые порфириты; 14 – Жалтыркольское рудопроявление, биотит-амфиболовый базокварцевый диоритовый порфирит. 15 – Зауральская сиалическая зона. Баталинское месторождение, гранодиориты и гранодиорит-порфиры.

\*Потери при прокаливании; прочерк – нет данных. В скобках показано количество анализов.

Notes. 1–4 – Tagil-Magnitogorsk-West Mugodzhary zone. 1 – Gumeshevsky deposit, propylitized amphibole quartz diorites from ore zone; 2 – Voznesenka deposit, amphibole quartz diorites; 3 – Yubileinoe deposit, trondhjemitic with secondary K-feldspar, sericite, and chlorite (frequently); 4 – Verkhneural'sk deposit, biotite-amphibole diorites with a high content of alkali metals; 5–8 – South Ural segment of the East Ural island-arc zone: 5 – Tomino deposit, slightly paragonized quartz diorites; 6 – Mikheev deposit, slightly altered tonalite-porphyrates; 7 – Tarutino deposit, amphibole quartz diorite porphyries and quartz diorites; 8 – Zelenodol'sky deposit, chloritized quartz-plagioclase diorite porphyrites. 9–12 – Central Ural segment of the East Ural island-arc zone. Alapaevsk-Sukholozhsky ore zone: 9 – Yaluninogorsky massif, amphibole diorites and diorite porphyrites; 10, 11 – Artemovsk-Altynay intrusion (Borehole 1013): quartz diorite (10), granite(11); 12 – East-Artemovsk deposit, intensely sericitized quartz diorite enriched in carbonate and pyrite. 13, 14 – Valeryanovka island-arc zone. 13 – Benkala deposit, quartz-diorite porphyries; 14 – Zhaltyrkol' deposit, biotite-amphibole diorite porphyrite. 15 – Transural sialic zone. Bataly deposit, granodiorites and granodiorite-porphyrates.

\*LOI; dash denotes no data. Number of analyses is show in parentheses.

ратории IBERSIMS, Университет Гранады, Испания. При LA ICP-MS определениях использовался секторный (FS) высокоразрешающий (HR) масс-спектрометр ICP-MS Element 2, интегрированный с лазером New Wave UP213 UV; методика описана в [Гердес и др., 2013]. Размер кратера до 33 мкм, при глубине ≈15 мкм. Концентрации U, Pb и отноше-

ние Th/U рассчитаны относительно стандарта циркона GJ-1. <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U и <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U отношения скорректированы на бланк, фракционирование и общий свинец – по [Shen et al., 2014]. Погрешности соответствуют ±2σ. U–Pb SHRIMP-II датирование кристаллов циркона проводилось с использованием вторично-ионного микрозонда высокого разре-

**Таблица 2.** U-Pb и Rb-Sr возрасты рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала**Table 2.** U-Pb and Rb-Sr ages of ore-bearing granitoids from Cu-porphyry deposits of the Urals

Месторождение, рудопроявление, характеристика пробы	Рудный профиль	Возраст, млн лет	Ссылка
Тагило-Магнитогорско-Мугоджарская островодужная зона			
Верхнеуральское, монцогранодиориты амфибол-биотитовые	Cu-Mo	362 ± 9*	[Серавкин и др., 2011]
Юбилейное, адамеллит-порфир амфибол-биотитовый	Au-Cu	374 ± 3	[Грабежев, 2009]
Вознесенское, мелко-среднезернистый амфиболовый кварцевый диорит серицитизированный	Cu-(Mo, Au)	381 ± 5	[Грабежев, Ронкин, 2011]
Гумешевское, мелко-среднезернистый кварцевый диорит пропилитизированный	Cu-(Au)	390.0 ± 2.8	[Грабежев, Ронкин, 2011]
Гумешевское, мелко-среднезернистые кварцевые диориты пропилитизированные	Cu-(Au)	393 ± 18*	[Грабежев, Ронкин, 2011]
Восточно-Уральская вулканогенная зона			
Томино-Березняковский рудный узел: Томинское, кварцевый диорит серицитизированный	Cu ± (Mo, Au)	429 ± 4	[Грабежев и др., 2013]
Томинское, серицитизированный кварц-диоритовый порфир	Cu ± (Mo, Au)	428 ± 3***	[Грабежев и др., 2013]
Березняковское, серицитизированный субвулканический кварц-диоритовый порфир	Ag-Au-Cu	427 ± 6***	[Грабежев и др., 2013]
Зеленодольское, диоритовый порфирит серицитизированный	Cu-(Mo, Au)	418.3 ± 1.3**	[Грабежев и др., 2016]
Алапаевско-Сухоложская зона: Ялуниногорский массив (окрестности г. Алапаевска), слабо пропилитизированный кварцевый диорит	Cu-(Au)	411.5 ± 1.6**	[Грабежев и др., 2014]
Алтынайский массив, амфиболовый кварцевый диорит	Cu ± (Mo, Au)	405.9 ± 3.8	[Грабежев и др., 2014]
Алтынайский массив, амфиболовый кварцевый диорит, заметно хлоритизированный	Cu ± (Mo, Au)	405.7 ± 2.5	[Грабежев и др., 2014]
Артемовский массив, порфировидный гранит-лейкогранит (окрестности г. Артемовска)	Cu ± (Mo, Au)	404.2 ± 2.4	[Грабежев и др., 2014]
Шатинский участок, субвулканический риодацитовый порфир (окрестности горы Сухой Лог)	Cu	397.2 ± 3.8	[Грабежев и др., 2014]
Восточно-Артемовский массив, серицитизированный кварц-диоритовый порфир	Cu	369 ± 18*	[Грабежев и др., 2014]
Тарутинское, амфиболовый кварцевый диорит-гранодиорит слабо серицитизированный	Cu-Mo-(Au)	362 ± 4	[Грабежев, Ронкин, 2011]
Михеевское, кварц-диоритовый порфирит слабо серицитизированный	Cu ± (Mo, Au)	356 ± 6	[Грабежев, Ронкин, 2011]
Валерьяновская островодужная зона			
Бенкалинское, кварц-диоритовый порфирит слабо серицитизированный	Cu ± (Mo, Au)	334.7 ± 2.9**	—
Жалтыркольское, гранодиорит биотитовый	Cu ± (Au)	336.4 ± 2.9**	—
Зауральская сиалическая зона			
Баталинское, биотитовый гранодиорит	Cu-Mo	309.1 ± 0.7	—

\*Rb-Sr возраст гранитоидов. \*\*La ICP-MS U-Pb возраст цирконов из гранитоидов. \*\*\*U-Pb SHRIMP-IIe/mc возраст цирконов из гранитоидов. Остальные значения отвечают U-Pb SHRIMP-II возрастам цирконов из гранитоидов. Прочерк в клетке последнего ряда – неопубликованные авторские данные. Пустая клетка – первичные данные приведены в настоящей статье. Re-Os возраст молибденитов из ряда месторождений приведен в разделе “Аналитические методы”.

\*Rb-Sr age of granitoids. \*\*La ICP-MS U-Pb age of zircons from granitoids. \*\*\*U-Pb SHRIMP-IIe/mc Pb age of zircons from granitoids. Other values are U-Pb SHRIMP-II age of zircons from granitoids. Dash denotes unpublished authors data. An empty cell – primary data presented in this paper. Re-Os ages of molybdenite from deposits are in methodic part of the paper.

шения (ASI, Австралия). Размер кратера до 30 мкм, при глубине ≈ 3 мкм. Методика анализа цирконов на приборе SHRIMP-IIe/mc изложена в [Грабежев и др., 2013]. Цирконы выделены с помощью тяжелых жидкостей и дальнейшего отбора кристаллов под биноклем из раздробленных до –0.4 мм проб (весом до 1 кг) минимально метасоматически измененных (серицитизированных, хлоритизированных, деанортитизированных) гранитоидов. Вы-

сокая температура закрытия U-Pb изотопной системы в цирконе (600–700°C) исключает изотопный обмен между цирконом и низко-, среднетемпературным флюидом [Chiaradia et al., 2013]. Это подтверждается и практически одинаковыми возрастными цирконов (427 ± 6, 428 ± 3, 429 ± 4 млн лет) (табл. 2) из в различной степени серицитизированных диоритовых порфиритов и метасоматитов из эпitherмальных и порфировых месторождений

Томино-Березняковского рудного узла [Грабежев и др., 2013]. Высокое качество анализов подтверждается сравнением U–Pb **возрастов рудоносных порфиров** с недавно полученными Re–Os возрастaми молибденита [Plotinskaya et al., 2016]. Так, для Михеевского месторождения они составляют соответственно  $356 \pm 6$  и  $357.8 \pm 1.8$  млн лет, а для Томино-Калиновского рудного поля –  $428 \pm 3$ ,  $429 \pm 4$  и  $430.4 \pm 2.0$  млн лет соответственно. В настоящей работе приведены недавно полученные датировки порфиров Бенкалинского месторождения и Жалтыркольского рудопроявления; приведены детальные аналитические сведения по датированию циркона Баталинского рудопроявления. Для ранее изученных месторождений аналитические материалы по датированию циркона даны в [Грабежев, Ронкин, 2011; Грабежев и др., 2013, 2014, 2016; Грабежев, 2014; и др.].

### ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ

В Тагило-Магнитогорско-Западномугоджарской зоне возраст цирконов из рудоносных гранитоидов порфировых месторождений варьирует следующим образом (млн лет): Cu–(Au) Гумешевское ( $390 \pm 3$ , начало  $D_2$ ), Cu–(Mo) Вознесенское ( $381 \pm 5$ , начало  $D_3$ ), Au–Cu Юбилейное ( $374 \pm 3$ , середина  $D_3$ ), Cu–Mo–порфировое Верхнеуральское ( $362 \pm 9$ , Rb–Sr метод,  $D_3^2$ – $C_1^1$ ) (табл. 2, 3) [Грабежев, Ронкин, 2011; Грабежев, 2014].

Указанные месторождения, кроме Юбилейного, пространственно сближены, протягиваясь в субме-

ридиональной полосе длиной около 260 км от юга Среднего Урала до средней части Южного Урала. Юбилейное месторождение находится далеко на юге в Мугоджарах.

В пределах Восточно-Уральской вулканогенной зоны установлена широкая вариация датировок медно-порфировых объектов. Выделяются три пространственно разобобщенных возрастных группы. Месторождения первых двух групп находятся на Южном Урале, генетически они связаны исключительно с кварцевыми диоритами. Месторождения *первой группы* (Михеевское и расположенное несколько севернее Тарутинское), находящиеся в восточной части зоны, имеют близкий  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  конкордантный возраст цирконов из кварцевых диорит-порфиров. Он составляет соответственно  $356 \pm 6$  и  $362 \pm 4$  млн лет [Грабежев, Ронкин, 2011]. Re–Os возраст молибденита из Михеевского месторождения равен  $356 \pm 6$  и  $357.8 \pm 1.8$  млн лет [Plotinskaya et al., 2016]. Месторождения *второй группы*, находящиеся в западной части зоны и представленные Томино-Березняковской эпитегрмально-порфировой системой, имеют силурийский возраст [Грабежев, 2014]. Для Томино-Калиновского **Си-порфирового месторождения** конкордантный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст циркона по двум пробам кварцевых диорит-порфиров составляет  $428 \pm 3$  млн лет (прибор SHRIMP-IIe/mc) и  $429 \pm 4$  млн лет (прибор SHRIMP-II). Rb–Sr возраст соответствует  $425.2 \pm 3.6$  млн лет; Re–Os возраст молибденита из Томино-Калиновского рудного поля равен  $428 \pm 3$ ,  $429 \pm 4$  и  $430.4 \pm 2.0$  млн лет [Plotinskaya et al., 2016]. Для циркона из **субвулкани-**

**Таблица 3.** Возраст и характеристика рудоносных гранитоидов из медно-порфировых месторождений Тагило-Магнитогорско-Западномугоджарской вулканической зоны.

**Table 3.** Composition and main features of ore-bearing granitoids at Cu-porphyry deposits from Tagil-Magnitogorsk-West Mugodzhary volcanic megazone

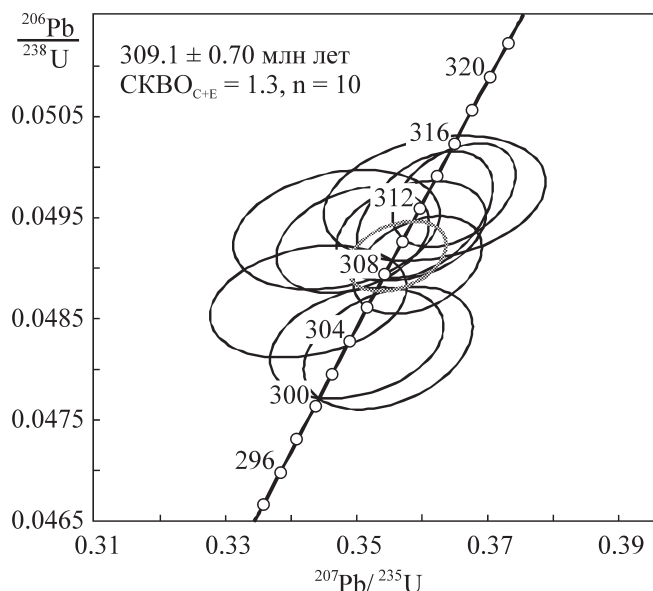
№ п.п	Месторождение, рудный профиль	Возраст, млн лет	SiO <sub>2</sub> , мас. %	K <sub>2</sub> O, мас. %	Rb, г/т	P3Э, г/т	La/Yb(N)	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(T)	εNd(T)
1	Верхнеуральское, Cu–Mo	$362 \pm 9$	60–66	2.0–3.5	57–77	95–138	8–20	0.70449	+1.5
2	Юбилейное, Au–Cu	$374 \pm 3$	67–72	0.5–1.9	43–75	51–106	8–10	0.70875, 0.70828	–1.9, –2.2
3	Вознесенское, Cu–(Mo)	$381 \pm 5$	55–61,	0.6–1.5	17–45	22–69	5–7	0.70386, 0.70395	+4.1, +3.9
4	Салаватское, Cu	$D_2^*$	53–64	0.5–0.8	4–16	23–42	3–6	0.70394, 0.70453	+6.6, +6.1
5	Медногорское, Cu–Au	$D_2^*$	50–54	0.2–0.8	15	49	4	0.70401	+5.5
6	Гумешевское, (Au)–Cu	$390 \pm 3^{**}$	55–62	0.4–1.0	5–17	41–48	2–4	0.70444– 0.70476	+5.0, +5.1

Примечание. Состав рудоносных гранитоидов: 1 – гранодиорит, 2 – адамеллит-порфир, 3 – биотит-содержащий кварцевый диорит и дайки плаггиогранитов, 4–6 – диорит и кварцевый диорит. Для 1 приведен Rb–Sr возраст по данным Д.Н. Салихова [Серавкин и др., 2011], для 2, 3, 6 – U–Pb SHRIMP-II возраст по данным авторов. \*Возраст по материалам геолого-съёмочных работ. \*\*Плаггиогранитный жильный комплекс. Значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T})$  округлено до пятого знака после запятой [Грабежев, 2009].

Notes. Composition of ore-bearing granitoids: 1 – granodiorite; 2 – adamellite porphyry; 3 – biotite-bearing quartz diorite with plagiogranite veins; 4–6 – diorite and quartz diorite. For sample 1, Rb–Sr age is after [Seravkin et al., 2011], for 2, 3, 6 – U–Pb SHRIMP-II ages are the authors' data. \*Age was determined by means of geological mapping. \*\*The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T})$  values is rounded to the fifth decimal place [Grabezhev, 2009].

ческого кварц-диоритового порфира Березняковского **Ag-Au-Cu-Zn эпitherмального месторождения**  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст равен  $427 \pm 6$  млн лет, а Rb-Sr возраст этих пород составляет  $428 \pm 4$  млн лет. Величина  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  конкордантного возраста циркона из кварцевого диорит-порфира Зеленодольского месторождения, находящегося в 25 км южнее Томино-Березняковского рудного узла, оценивается в  $418.3 \pm 1.3$  млн лет [Грабежев и др., 2016]. Таким образом, все имеющиеся датировки по месторождениям второй группы достаточно близки друг к другу.

*Третья группа* медно-порфировых объектов Восточно-Уральской вулканогенной зоны находится в восточной ее части на Среднем Урале. Здесь, в пределах Алапаевско-Сухоложской рудоносной зоны протяженностью около 100 км с севера на юг в нижнем девоне в порфирах установлено уменьшение возраста цирконов (млн лет) от  $411 \pm 3$  (кварцевые диорит-порфиры, Ялуниногорский массив, г. Алапаевск) до  $(404-406) \pm 3$  (тоналиты-гранодиориты Алтынайско-Артемовская интрузия, г. Артемовск) и далее  $397 \pm 4$  (трондьемит-порфиры участка Шата, г. Сухой Лог) [Грабежев и др., 2014]. Недавно выявлен небольшой сильно сульфидизированный Восточно-Артемовский кварц-диоритовый массив, имеющий возраст  $365 \pm 39$  млн лет (Rb-Sr эрохрона). Состав гранитоидов, минерализация и возраст этого массива соответствуют таковым параметрам для крупного Михеевского месторождения (возраст  $356 \pm 6$  млн лет), находящегося на дальнем продолжении этой зоны на Южном Урале.



**Рис. 2.** Диаграмма с конкордией для цирконов из гранодиорит-порфиров Баталинского месторождения.

**Fig. 2.** Diagram with concordia for zircons from granodiorite-porphyry of Bataly deposit.

Для самой восточной каменноугольной Валерьяновской островодужной зоны нами получены конкордантные возрасты цирконов из кварц-диоритового порфира Бенкалинского месторождения и биотитового тоналитового порфира Жалтыр-кольского рудопоявления ( $335 \pm 3$  и  $336 \pm 3$  млн лет, соответственно (см. табл. 2). Диаграммы характеризуются большим разбросом значений. Значительно более молодой возраст – середина среднего карбона ( $309 \pm 1$  млн лет, см. рис. 2, табл. 4) установлен для циркона из биотитового гранодиорита Баталинского **Си-Мо-порфирового месторождения**, находящегося вблизи двух месторождений указанных выше, но уже в пределах восточной пограничной части Зауральской сиалической зоны. Цирконы представлены короткопризматическими дипирамидальными кристаллами. На катодолу-минесцентных снимках в большинстве кристаллов фиксируется ритмичное распределение урана и тория. Отметим, что Re-Os возраст молибденита из небольшого Талицкого **Мо ± (Au, Cu) месторождения**, находящегося в западном контакте Восточно-Уральской сиалической зоны (Средний Урал) составляет  $299 \pm 2.9$  млн лет [Plotinskaya et al., 2016].

## ОБСУЖДЕНИЕ

U-Pb возраст цирконов из порфировых гранитоидов восточного склона Урала и западного Зауралья варьирует в очень широком интервале – от силура до конца среднего карбона (см. табл. 2, рис. 1). В пределах каждой вулканической зоны отмечаются особенности эволюции рудоносного магматизма во времени. Возраст циркона из рудоносных порфировых гранитоидов примерно соответствует, как показано сейчас многими исследователями, возрасту образования рудных тел, так как интервал формирования порфировых рудно-магматических систем обычно не превышает 0.5–3 млн лет [Hedenquist et al., 1998; Seltmann, Porter, 2005; Sillitoe, 2010; Devine et al., 2014; Plotinskaya et al., 2016; и др.]. Поэтому полученные возрасты циркона из рудоносных гранитоидов Урала можно рассматривать (в интервале возможной аналитической ошибки в несколько миллионов лет) как возрасты порфировых месторождений (рудно-магматических систем). Подтверждением этому служат вышеприведенные Re-Os возрасты молибденитов из рудных тел.

Для изученных нами средне- и южноуральской частей региона (протяженностью по меридиану 600 км при ширине 90–110 км) возрасты варьируют от 427–429 до 309 млн лет ( $S_2-C_{1-2}$ ), интервал составляет примерно 119 млн лет. Такая длительность рудоносного магматизма не характерна для большинства крупных порфировых провинций мира. В большинстве протяженных **Cu ± (Mo, Au)– и Cu-Au-порфировых металлогенических структур**



**Таблица 4.** U–Pb SHRIMP-II данные для циркона из биотитового гранодиорита Баталинского месторождения (скв. 383, гл.169 м)

**Table 4.** U–Pb SHRIMP-II age parameters of zircons from biotite granodiorite of Bataly deposit (Borehole 383, depth 169 m)

Кри- сталл	<sup>207</sup> Pb <sub>c</sub>	U	Th	$\frac{\text{Th}}{\text{U}}$	<sup>206</sup> Pb*	$\frac{(1)}{206\text{Pb}}$ <sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> U, млн лет	±1σ	$\frac{(1)}{207\text{Pb}^*}$ <sup>207</sup> Pb* <sup>235</sup> U	±1σ	$\frac{(1)}{207\text{Pb}^*}$ <sup>207</sup> Pb* <sup>206</sup> Pb*	±1σ	Rho	$\frac{(1)}{206\text{Pb}^*}$ <sup>206</sup> Pb* <sup>238</sup> U	±1σ	$\frac{207\text{Pb}^*}{206\text{Pb}^*}$	±1σ	D, %
	%	г/г			г/г		%		%		%		%	млн лет			
1	0.16	553	291	0.54	23.4	310.1	2.1	0.3495	2.2	0.05144	2.1	0.318	0.04928	0.70	260	48	−19
2	0.14	467	234	0.52	19.4	303.8	2.2	0.3501	2.5	0.05261	2.4	0.300	0.04826	0.75	312	55	2.7
3	0.00	492	225	0.47	21.0	311.7	2.5	0.3605	1.9	0.05279	1.7	0.437	0.04953	0.83	320	39	2.5
4	0.34	456	230	0.52	19.1	306.3	2.3	0.3427	2.9	0.05107	2.8	0.259	0.04867	0.75	244	65	−26
5	0.13	681	433	0.66	28.7	308.5	1.9	0.3594	1.8	0.05316	1.7	0.361	0.04903	0.65	336	39	8.1
6	0.15	439	190	0.45	18.2	303.6	2.5	0.3549	2.4	0.05339	2.2	0.346	0.04821	0.83	345	50	12
7	0.27	327	147	0.46	14.0	312.6	2.5	0.3620	3.1	0.05284	2.9	0.265	0.04969	0.82	322	66	2.9
8	0.03	2527	1522	0.62	111	320.7	1.6	0.3710	0.93	0.05276	0.78	0.538	0.05100	0.50	318	18	−0.7
9	0.22	524	303	0.60	22.3	310.7	2.4	0.3470	3.0	0.05097	2.9	0.263	0.04938	0.79	239	67	−30
10	0.00	613	354	0.60	26.0	310.6	2.0	0.3584	2.1	0.05265	2.0	0.314	0.04937	0.66	314	46	1.0
11	0.08	823	587	0.74	35.2	312.8	2.1	0.3650	1.7	0.05324	1.5	0.400	0.04972	0.68	339	34	7.8

Примечание. Погрешности составляют ±1σ; Pb<sub>c</sub> и Pb\* свинцы нерадиоигенного и радиоигенного происхождения. Погрешность калибровки по стандартам равна 0.33%. (1) Коррекция по <sup>204</sup>Pb. Rho – коэффициент корреляции отношений <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U и <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U. D – степень дискордантности.

Notes: Errors are given as ±1σ; Pb<sub>c</sub> and Pb\* are common and radiogenic lead. Zircon standard calibration uncertainty is 0.33%. (1) Correction by <sup>204</sup>Pb. Rho – correlation coefficient of <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U and <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U ratios. D – discordance.

тур она не превышает 15–25 млн лет [Hedenquist et al., 1998].

Значительные интервалы вариации возрастов получены для порфировых месторождений и в пределах отдельных вулканических зон Урала. Так, в самой западной вулканической зоне Тагило-Магнитогорско-Западнодонецкой, возрасты варьируют от 380–390 (D<sub>1-2</sub>) млн лет (раннеостроводужная стадия) до 362 (D<sub>3</sub><sup>2</sup>–C<sub>1</sub><sup>1</sup>) млн лет (позднеостроводужная стадия, Верхнеуральское рудопроявление) (см. табл. 3).

В пределах наиболее рудоносной Восточно-Уральской вулканогенной зоны наблюдается гораздо большее возрастное разнообразие порфировых месторождений, включающее как силурийские, так и D<sub>3</sub><sup>2</sup>–C<sub>1</sub><sup>1</sup> порфировые месторождения. Самые древние южноуральские массивы кварцевых диорит-порфиров силурийского возраста, отвечающие Томинско-Березняковскому эпитегрмально-порфировому рудному узлу (429–427 млн лет) и Зеленодольскому месторождению (418 млн лет), вероятно, находятся не в первичном залегании. Они локализованы в Увельском аллохтоне, геологическая история которого неясна [Пучков, 2006, 2010]. Однако другая древняя (S–D<sub>1</sub>) Алапаевско-Сухожолжская порфировая рудоносная зона, приуроченная к восточной части Среднего Урала, находится в первичном залегании. Здесь на протяжении около 100 км имеет место закономерное изменение возраста от 411 ± 3 до 397 ± 4 млн лет со

сменой кварц-диоритового магматизма на диорит-тоналит-гранодиоритовый. Такая длительность порфирового магматизма характерна для протяженных порфировых зон многих других регионов мира. Вместе с тем, в этой зоне проявился и новый эпизод кварц-диоритового порфирового магматизма в конце девона (Восточно-Артемковский массив и рудопроявление). Характер магматизма и оруденения этого рудопроявления во многом аналогичен таковым для наиболее крупного на Урале Михеевского месторождения, которое также находится вблизи восточной границы Восточно-Уральской вулканогенной зоны и имеет D<sub>3</sub><sup>2</sup>–C<sub>1</sub><sup>1</sup> (362 ± 4 млн лет) возраст. В других регионах мира известны единичные порфировые месторождения силурийского возраста [Herrington et al., 2005; Shen et al., 2014; и др.]. Детально охарактеризованы ордовикские Cu–Au-порфировые месторождения района Cadia (Австралия), связанные с К щелочным магматизмом. Здесь выделены две группы массивов рудоносных монцитонитов, имеющих возрасты 456–454 и ~438 млн лет [Vry et al., 2010]. Как известно, наиболее крупные порфировые месторождения мира характерны для верхнего мезозоя и кайнозоя [Cooke et al., 2005; Seltnann, Porter, 2005; Плутинская и др., 2009; и др.].

В целом, на Урале кварцевые диорит-порфиры наиболее крупных промышленных рудных полей (до 1.8 млн тонн Cu и, возможно, больше) внедрялись дважды, они имеют S (429–418 млн лет) и

$D_3^2-C_1^1$  ( $362 \pm 4$  млн лет) возраст. В период между ними в Тагило-Магнитогорско-Западномугоджарской зоне и в нижнем карбоне в Валерьяновской зоне сформировались небольшие месторождения (в том числе промышленные).

Интервал изотопных возрастов послесилурийских диорит-порфировых рудоносных массивов (месторождений) соответствует промежутку 390–335 млн лет (эмс–визе). Важный результат настоящей работы заключается в том, что на Южном Урале в латеральном разрезе с запада на восток (на расстоянии около 160 км) фиксируется омоложение изотопных возрастов от  $D_{1-2}$  (390 и 380 млн лет) в Тагило-Магнитогорской зоне до  $D_3^2-C_1^1$  (362, 356 млн лет) в восточной части Восточно-Уральской вулканогенной зоны и  $C_{1-2}$  (336 и 335 млн лет) в Валерьяновской зоне. В указанном направлении меняется и рудная специфика: Cu-(Au)- и Au-Cu-порфировые месторождения сменяются Cu-(Au, Mo)-порфировыми. Однако в Валерьяновской зоне известны все эти три типа порфировых месторождений. Значительное уменьшение возраста (от эмса до  $C_{1-2}$ ) диорит-порфиров с запада на восток в латеральном разрезе Южного Урала сопровождается, как показано выше, относительно небольшим увеличением их кремнекислотности и содержаний K, Rb и R3Э. Вероятно, это соответствует некоторому возрастанию степени эманационно-кристаллизационной дифференциации диоритов в указанном направлении. На это же указывает и небольшое увеличение содержаний Mo в рудах месторождений.

Изложенные выше петрогеохимические данные свидетельствуют об одинаковой природе разновозрастных рудоносных диоритов всех трех вулканогенных поясов Урала – все они должны быть отнесены к островодужному геохимическому типу, впервые выделенному уже давно [Herrington et al., 2005; и др.]. Так, на дискриминационных диаграммах Rb-(Y + Nb), Y-Sr/Y и др. **все диориты находятся в поле островных дуг** [Perello et al., 2001; Грабежев, 2012]. В настоящее время во многих регионах мира (Китай, Филиппины, Карибский бассейн, Канада и др.) также известны крупные Cu  $\pm$  Au-порфировые месторождения, связанные с островодужными плагиогранитоидными комплексами преимущественно кварц-диоритового и плагиогранитного состава [Stacey, Kramers, 1975; Hedenquist et al., 1998; Christie et al., 2007; Wilkinson, Kesler, 2009; Плотинская и др., 2009; и др.]. Однако, в отличие от уральских порфировых месторождений они имеют преимущественно позднемезозойский и кайнозойский возраст. Среди немногих исключений следует отметить крупное Cu-порфировое месторождение Tuwu в Китае (Восточный Тянь-Шань), имеющее возраст  $332.8 \pm 2.5$  млн лет [Quadt et al., 2011]. В тоже время Cu-Au- и Cu-(Au)-порфировый тип месторождений широко распространен и в связи со щелочными гранитоидами (Британская Колум-

бия, Австралия) [Devine et al., 2014; Seltmann, Porter, 2005; и др.] и монцонитоидами.

Имеющиеся изотопные данные [Грабежев, 2009] позволяют судить об источнике рудоносных расплавов. Для всех месторождений величины ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> отношения в рудоносных гранитоидах и карбонатах из жил отвечают мантийным изотопным меткам при небольшой примеси корового материала (соответственно, 0.7039–0.7051 и 0.7043–0.7046). Это же подтверждают и величины ( $\epsilon\text{Nd}$ )<sub>i</sub> гранитоидов, составляющие +(4.1–6.6). Максимальная примесь корового материала, ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> = (0.7049–0.7051), свойственна диоритам самых крупных месторождений – Михеевского и Томинского. Незавершенность рудоносных комплексов (имеющих преимущественно диорит-кварц-диоритовый состав) и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что рассматриваемый островодужный тип диоритов является результатом селективного выплавления (по экспериментам А. Рингвуда) из нижнекоровых метабазальтов или вещества деплетированной мантии (мантийного клина). Такое плавление происходило неоднократно, по мере смещения источника плавления с запада на восток Урала с силура по нижний карбон.

В настоящее время строение Урала рассматривается уральскими геологами преимущественно с позиции тектоники плит [Иванов, 1998; Herrington et al., 2005; Пучков, 2006; Ферштатер, 2013; Puchkov, 2016; и др.]. Согласно геодинамическим представлениям многих исследователей, территория Южного Урала включает два структурно-тектонических подразделения. Первое представлено Тагило-Магнитогорско-Западномугоджарской островодужной зоной, а второе – надсубдукционной по отношению к ней Восточно-Уральской активной окраиной. В последнюю упомянутыми авторами включены ранее выделенные уральскими исследователями Восточно-Уральская сиалическая зона и узкая Восточно-Уральская вулканогенная зона, к которой и приурочены все порфировые месторождения. Игнорирование столь металлогенически важной и обособленной Восточно-Уральской вулканогенной зоны представляется нецелесообразным, так же как и отнесение Восточно-Уральской активной окраины к андскому типу. Для порфировых месторождений Анд характерен совершенно иной тип магматизма (преимущественно монцонитоидный, реже – известково-щелочной) и состав руд (обычно характеризующихся значительным содержанием молибдена). Возможно, Восточно-Уральскую вулканогенную зону надо рассматривать, как самостоятельную долгоживущую (до  $C_2$ ) рифтовую структуру, содержащую андезитовидные вулканоплутонические пояса [Серавкин и др., 2011].

Эволюция возрастов в крупных порфировых металлогенических зонах может быть связана с

временной остановкой или замедлением движения субдукционного слэба [Seltmann, Porter, 2005; и др.]. Для Урала предполагалось наличие "перескока" Магнитогорской островной дуги в зону Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны. Этот механизм, однако, маловероятен и достаточно сложен для рассмотрения здесь. Можно предположить наличие мигрирующего на восток мантийного горячего источника.

Находящаяся восточнее Зауральская тектоническая структура состоит из Валерьяновской островодужной зоны  $S_{1-2}$  возраста и примыкающей к ней с запада Зауральской сиалической зоны [Пучков, 2006 и др.]. Западное падение Валерьяновской субдукционной зоны [Пучков, 2006, 2010; Plotinskaya 2014; и др.] здесь подтверждается U–Pb возрастными цирконами из порфировых гранитоидов. Как уже указывалось, для двух месторождений Валерьяновской островодужной зоны возрасты составляют 335 и 336 млн лет, в то время как для месторождения Баталы, находящегося в пределах Зауральской сиалической зоны, – 309 млн лет. Учитывая состав рудоносных гранитоидов (соответственно диоритовый и гранодиоритовый) и руд (соответственно, Cu–(Au, Mo)- и Cu–Mo-порфировые месторождения) можно предположить, что Зауральская тектоническая структура может в какой-то степени соответствовать активной окраине андского типа. Однако крупных месторождений здесь пока не выявлено.

Кроме латеральной хронологической зональности кварцевых диорит-порфиров на Южном Урале проявлена, как уже говорилось, и вертикальная возрастная последовательность рудоносных гранитоидов в пределах отдельных вулканогенных зон. Наиболее четко такая последовательность выражена в пределах девонской Магнитогорской островной дуги от ее начального-промежуточного до завершающего этапа развития. Она включает период времени эмс  $-(D_3^2-C_1^1)$ . В цифрах абсолютного изотопного возраста рудоносных гранитоидов эта последовательность составляет 390, 381, 374 и 362 млн лет [Грабежев, 2014]. В этом ряду состав рудоносных гранитоидов меняется от кварц-диоритового до гранодиоритового-тоналитового (Юбилейное месторождение) и шошонитового (Верхнеуральское рудопроявление). В гранитоидах наблюдается существенное увеличение содержания K, Si, Rb и P3Э (см. табл. 3).

На Урале отсутствует (кроме двух мелких месторождений, находящихся в сиалических зонах) наиболее распространенный в других регионах мира Cu–Mo-порфировый тип, характеризующийся повышенными содержаниями Mo и генетически связанный с известково-щелочными гранитоидами и монзонитоидами. Это обусловлено спецификой геологии Урала, прежде всего, широким распространением структур островодужного типа, фе-

мичной корой и, соответственно, диоритовым составом рудоносных интрузий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Урал является новой промышленной медно-порфировой провинцией России. В отличие от большинства других регионов мира, месторождения имеют палеозойский, а также силурийский возраст. Месторождения, отвечающие диоритовой рудно-магматической модели, приурочены к массивам кварц-диоритового состава, которые находятся в пределах вулканических зон островодужного типа. Для палеозойских месторождений Южного Урала в латеральном разрезе с запада на восток возраст кварцевых диорит-порфиров уменьшается от  $D_{1-2}$  (390 и 380 млн лет) в Тагило-Магнитогорской зоне до  $D_3^2-C_1^1$  (362, 356 млн лет) в восточной части Восточно-Уральской вулканической зоны и  $C_1$  (336 и 335 млн лет) – в Валерьяновской зоне. В указанном латеральном направлении меняется и рудная специфика: вместо Cu–(Au)- и Au–Cu-порфировых распространены Cu–(Au, Mo)-порфировые месторождения. В пределах Магнитогорской девонской островной дуги отмечена также возрастная последовательность – 390, 381, 374 и 362 млн лет от ранней к позднеостроводужной стадии. В этой последовательности состав рудоносных гранитоидов меняется от кварц-диоритового до гранодиоритового-тоналитового и далее – шошонитового.

Кроме того, в западной части Восточно-Уральской вулканической зоны (в Увельской аллохтонной структуре) находятся рудоносные кварц-диорит-порфировые массивы  $S_2$  возраста. Это крупный промышленный Томино-Березняковский рудный узел с эпитермальными и порфировыми месторождениями (427–429 млн лет) и сменяющее его Зеленодольским месторождением (418 млн лет) в 25 км южнее. Изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что рассматриваемый островодужный диоритовый тип является результатом селективного плавления метабазальтов нижней коры или деплетированной мантии (мантийного клина).

Авторы благодарны анонимному рецензенту за тщательное рассмотрение содержания и редактирование статьи. Большая часть замечаний рецензента учтена при переработке статьи. Мы признательны также В.В. Мурзину и В.Г. Крживицкой за помощь в работе.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берзина А.П., Лепехина Е.Н., Берзина А.Н., Гимон В.О. (2012) Цирконы магматических пород Cu–Mo-порфирового месторождения Эрдентуин-Обо (Монголия): U–Pb датирование и петрологические следствия. Докл. АН, 442(5), 673–679.



- Гердес А., Зех А., Ронкин Ю.Л. (2013) U-Pb и Lu-Hf LA-ICP-MS датирование циркона из рудных месторождений. *Мат-лы Всероссийской научной конференции "Колчеданные месторождения – геология, поиски, добыча и переработка руд"*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 192-195.
- Грабежев А.И. (2009) Sr-Nd-C-O-H-S изотопная характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества. *Литосфера*, (6), 66–89.
- Грабежев А.И. (2012) Рениеносные медно-порфировые рудно-магматические системы Урала: геологическое положение, изотопно-петрогеохимическая и возрастная латеральная зональность. *Литосфера*, (4), 190-207.
- Грабежев А.И. (2014) Юбилейное **Си-Ау-порфировое** месторождение (Южный Урал, Россия): U-Pb SHRIMP-II возраст циркона и изотопно-геохимические особенности рудоносных гранитоидов. *Докл. АН*, **454**(3), 315-318.
- Грабежев А.И., Беа Ф., Монтеро М.П., Ферштатер Г.Б. (2013) **U-Pb SHRIMP возраст цирконов из диоритов** Томинско-Березняковского рудного поля (Южный Урал, Россия): эволюция Au-Ag-эпитепмально-Си-порфировой системы. *Геология и геофизика*, (11), 1705-1713.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: УрО АН СССР, 199 с.
- Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л. (2011) **U-Pb возраст цирконов** из рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Южного Урала. *Литосфера*, (3), 104-116.
- Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л., Пучков В.Н., Коровко А.В., Гердес А., Азовскова О.Б., Прибавкин С.В. (2014) Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона (Средний Урал): U-Pb возраст продуктивного магматизма. *Докл. АН*, **459** (4), 450-453.
- Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л., Пучков В.Н., Г.Ю.Шардакова, О.Б.Азовскова, А. Гердес. (2016) Силурийский U-Pb LA-ICP-MS возраст цирконов из гранитоидов Зеленодольского медно-порфирового месторождения, Южный Урал. *Докл. АН*, **466**(3), 335-339.
- Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. (1998). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 252 с.
- Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Коваленкер В.А., Новоселов К.А., Зелтманн Р. (2009). Минералогия и условия образования руд Березняковского рудного поля (Южный Урал, Россия). *Геол. рудн. месторожд.* (5), 414–443.
- Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений (1977) М.: Наука, 203 с.
- Пучков В.Н. Очерк минерагении Урала. (2006) *Проблемы геологии и минералогии*. Сыктывкар, Геопринт, 195-222.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (2010). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 279 с.
- Серавкин И.Б., Минибаева К.В., Родичева З.И. (2011) Медно-порфировое оруденение Южного Урала (обзор). *Геологический сборник* **9**. Уфа, ИГ УНЦ РАН, 186-200.
- Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.П. (2005) Cu-Mo-порфировое месторождение Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронология, факторы крупномасштабного рудообразования. *Геология и геофизика*. **46**(6), 633-644.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала (2013) Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 368 с.
- Chiaradia M., Schaltegger U., Spikings R., Wotzlaw J-F, Ovtcharova M. (2013) How accurately can we date the duration of magmatic-hydrothermal events in porphyry systems? – An invited paper. *Econ. Geol.*, **108**(4), 565-584.
- Christie A.B., Simpson M.P., Brathwaite R.L., Mauk J.L., Simmons S.F. (2007) Epithermal Au-Ag and related deposits of the Hauraki Goldfield, Coromandel volcanic zone, New Zealand. *Econ. Geol.*, **102**(5), 785-816.
- Cooke D.R., Hollings P., Walshe J. (2005) Giant porphyry deposits: Characteristic, distribution and tectonic control. *Econ. Geol.*, **100**(5), 801-818.
- Devine A.M. Fionnuala, Chamberlain Claire M., Davies A.G.S., Friedman R., Baxter P. (2014). Geology and district-scale setting of titled alkalic porphyry Cu-Au mineralization at the Lorraine deposit, British Columbia. *Econ. Geol.*, **109**(4), 939-977.
- Grabezhev A.I., Borovikov Yu. V. (1993) Porphyry copper deposits of the Urals. *Resource Geology. Special Issue. Proceeding of the 29th IGC.*, **15**, 275-284.
- Hedenquist J.W., Arribas A., Reynolds T.J. (1998) Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Econ. Geol.*, **93**(4), 373-405.
- Herrington R.J., Zaikov V.V., Maslennikov V.V., Braun D., Puchkov V.N. (2005) Mineral deposits of the Urals and links to geodynamic evolution. *Econ. Geol.* 100th Anniversary Volume, 1069-1095.
- Kesler S.E., Jones L.M., Walker R.L. (1975) Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in island arcs areas. *Econ. Geol.*, **70**(3), 515-526.
- Perello J., Cox D., Garamjav D., Sanjdorj S., Diakov S., Schissel D., Munkhbat T.-O., Gonchig O. (2001) Oyu Tolgoi, Mongolia: siluro-devonian porphyry Cu-Au (Mo) and high-sulfidation Cu mineralization with a Cretaceous chalcocite blanket. *Econ. Geol.*, **96**(6), 1407-1428.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Groznova E.O., Seltmann R., Lehmann B. (2014) The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia. *J. Asian Earth Sciences*, **79**, 910-931.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2016) Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173.
- Puchkov, V.N. (2016) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geol. Rev.* (in press).
- Quadt A., Erni M., Martinek K., Moll M., Peutcheva I., Heinrich C.A. (2011) Zircon crystallization and the lifetimes of ore-forming magmatic-hydrothermal systems. *Geology*, **39**(5), 731-734.
- Seltmann R., Porter T.M. (2005) The porphyry Cu-Au-Mo deposits of Central Eurasia. 1. Tectonic, geologic and metallogenic setting, and significant deposits. *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*. Adelaide, PGC Publishing. **2**, 467-512.



- Shen P., Pan H., Zhou T., Wang J. (2014) Petrography, geochemistry and geochronology of the host porphyries and associated alteration at the Tuwu Cu deposit, NW China: a case for increased depositional efficiency by reaction with mafic hostrock? *Min. Deposita*, **49**(6), 709–731.
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**(1), 3–42.
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a 2-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**(2), 207–221.
- Vry V.H., Wilkinson J.J., Seguel J., Millan J. (2010) Multi-stage intrusion, brecciation and veining at El Teniente, Chile. Evolution a Nested system. *Econ. Geol.*, **105**(1), 119–153.
- Wilkinson B.H., Kesler S.E. (2009) Quantitative identification of metallogenic epochs and provinces: application to Phanerozoic porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, **104**(5), 607–622.
- Wilson A.J., Cooke D.R., Stein H.J., Fanning C.M., Holliday J.R., Tedder I.J. (2007) U–Pb and Re–Os Geochronologic Evidence for Two Alkaline Porphyry Ore-Forming Events in the Cadia District, New South Wales, Australia. *Econ. Geol.*, **102**(1), 3–26.
- Wolfe C.R., Cooke D.R. (2011) Geology of the Dipidio region and genesis of the Dinkidi alkaline porphyry Cu–Au deposit and related pegmatites, northern Luzon, Philippines. *Econ. Geol.*, **106**(8), 1279–1315.
- Berzina A.P., Lepekhina E.N., Berzina A.N., Gimon V.O. (2012) Zircons of igneous rocks of the Cu–Mo–porphyry deposit Erdenetuin–Obo (Mongolia): U–Pb dating and petrological consequences *Dokl. Akad. Nauk*, **442**(5), 673–679. (In Russian).
- Chiaradia M., Schaltegger U., Spikings R., Wotzlaw J-F, Ovtcharova M. (2013) How accurately can we date the duration of magmatic-hydrothermal events in porphyry systems? – An invited paper. *Econ. Geol.*, **108**(4), 565–584.
- Christie A.B., Simpson M.P., Brathwaite R.L., Mauk J.L., Simmons S.F. (2007) Epithermal Au–Ag and related deposits of the Hauraki Goldfield, Coromandel volcanic zone, New Zealand. *Econ. Geol.*, **102**(5), 785–816.
- Cooke D.R., Hollings P., Walshe J. (2005) Giant porphyry deposits: Characteristic, distribution and tectonic control. *Econ. Geol.*, **100**(5), 801–818.
- Devine A.M., Fionnuala, Chamberlain Claire M., Davies A.G.S., Friedman R., Baxter P. (2014). Geology and district-scale setting of titled alkaline porphyry Cu–Au mineralization at the Lorraine deposit, British Columbia. *Econ. Geol.*, **109**(4), 939–977.
- Fershtater G.B. (2013) *Paleozojskii intruzivnyj magmatizm Srednego i Juzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals] Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 368 p. (In Russian)
- Gerdes A., Zeh A., Ronkin Ju.L. (2013) U–Pb and Lu–Hf LA–ICP–MS dating of zircon from ore deposits. *Matly Vserossijskoj nauchnoj konferencii "Kolchedannye mestorozhdenija – geologija, poiski, dobycha i pererabotka rud"*. [Materials of the All-Russian Scientific Conference "Py massif deposits – geology, prospecting, mining and processing of ores"]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 192–195. (In Russian)
- Grabezhev A.I. (2009) Sr–Nd–C–O–H–S isotopic characteristics of copper–porphyry fluid–magmatic systems of the Southern Urals: probable sources of matter. *Litosfera*, (6), 66–89. (In Russian)
- Grabezhev A.I. (2012) Re-bearing copper–porphyry ore–magmatic systems of the Urals: geological position, isotope–petrogeochemical and age–lateral zonality. *Litosfera*, (4), 190–207. (In Russian)
- Grabezhev A.I. (2014) Yubileinoe porphyry Cu–Au deposit (the Southern Urals, Russia): Shrimp–II U–Pb zircon age and geochemical properties of ore-bearing granitoids. *Dokl. Earth Sci.*, **454**(1), 72–75.
- Grabezhev A.I., Bea F., Montero M.P., Fershtater G.B. (2013) The U–Pb SHRIMP age of zircons from diorites of the Tomino–Bereznyaki ore field (the Southern Urals, Russia): evolution of porphyry Cu–epithermal Au–Ag system. *Russ. Geol. Geophys.*, **54**, 1332–1339.
- Grabezhev A.I., Belgorodskij E.A. (1992) *Produktivnye granitoidy i metasomatity medno–porfirovyh mestorozhdenij*. [Productive granitoids and metasomatites of copper–porphyry deposits]. Ekaterinburg, IGG URO RAN Publ., 199 p. (In Russian)
- Grabezhev A.I., Borovikov Yu. V. (1993) Porphyry copper deposits of the Urals. *Resource Geology. Special Issue. Proceeding of the 29th IGC.*, **15**, 275–284.
- Grabezhev A.I., Ronkin Yu.L. (2011) U–Pb age of zircons from ore-bearing granitoids of copper–porphyry deposits in the Southern Urals. *Litosfera*, (3), 104–116. (In Russian)
- Grabezhev A.I., Ronkin Ju.L., Puchkov V.N., Korovko A.V., Gerdes A., Azovskova O.B., Pribavkin S.V. (2014) Alapaevsk–Sukhoi Log porphyry copper zone (the Middle Urals): U–Pb age of productive magmatism. *Dokl. Earth Sci.*, **459**(2), 1479–1482.
- Grabezhev A.I., Ronkin Yu.L., Puchkov V.N., Shardakova G.Yu., Azovskova O.B., A. Gerdes. (2016) Silurian U–PB zircon age (LA–ICP–MS) of granite of Zelenodol Cu–porphyritic deposit, the Southern Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **466**(3), 68–71.
- Hedenquist J.W., Arribas A., Reynolds T.J. (1998) Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: far Southeast–Lepanto porphyry and epithermal Cu–Au deposits, Philippines. *Econ. Geol.*, **93**(4), 373–405.
- Herrington R.J., Zaikov V.V., Maslennikov V.V., Braun D., Puchkov V.N. (2005) Mineral deposits of the Urals and links to geodynamic evolution. *Econ. Geol.*, 100th Anniversary Volume, 1069–1095.
- Ivanov K.S. (1998) The main features of geological history (1.6–0.2 Ga) and the structure of the Urals. Ekaterinburg, IGG UB RAS Publ. 252 p. (In Russian)
- Kesler S.E., Jones L.M., Walker R.L. (1975) Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in island arcs areas. *Econ. Geol.*, **70**(3), 515–526.
- Perello J., Cox D., Garamjav D., Sanjdorj S., Diakov S., Schissel D., Munkhbat T.-O., Gonchig O. (2001) Oyu Tolgoi, Mongolia: Siluro–Devonian porphyry Cu–Au–(Mo) and high-sulfidation Cu mineralization with a Cretaceous chalcocite blanket. *Econ. Geol.*, **96**(6), 1407–1428.
- Plotinskaja O.Ju., Groznova E.O., Kovalenker V.A. Novoselov K.A., Zeltmann R. (2009). Mineralogy and ore formation condition of Bereznyaki field (the Southern Urals, Russia). *Geol. rudn. mestorozhd.*, (5), 414–443. (In Russian)
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Groznova E.O., Seltmann R., Lehmann B. (2014) The Late Paleozoic porphyry–epithermal spectrum of the Birgilda–Tomino ore cluster in the South Urals, Russia. *J. Asian Earth Sciences*,

- 79, 910-931.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, 85, 153-173.
- Popov V.S. *Geologija i genezis medno- i molibden-porfirovyyh mestorozhdenii* (1977) [Geology and origine of Cu- and Mo-porphyry deposits]. Nauka Publ., 203 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) *Geologija Urala i Priural'ja* [Geology of the Urals and the Cisurals] Ufa, IG UNC RAN Publ., 279 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. Essay on mineralogy of the Urals (2006) *Problemy geologii i mineralogii* [Problems of Geology and Mineralogy]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 195-222. (In Russian)
- Puchkov, V.N. (2016) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geol. Rev.* (in press).
- Quadt A., Erni M., Martinek K., Moll M., Peutcheva I., Heinrich C.A. (2011) Zircon crystallization and the lifetimes of ore-forming magmatic-hydrothermal systems. *Geology*, **39**(5), 731-734.
- Seltmann R. and Porter T.M. (2005) The porphyry Cu-Au-Mo deposits of Central Eurasia. 1. Tectonic, geologic and metallogenic setting, and significant deposits. *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*. Adelaide, PGC Publishing. **2**, 467-512.
- Seravkin I.B., Minibaeva K.V., Rodicheva Z.I. (2011) Copper-porphyry mineralization of the South Urals (review). *Geologicheskii sbornik*, **9**, Ufa, IG UNC RAN Publ., 186-200. (In Russian)
- Shen P., Pan H., Zhou T., Wang J. (2014) Petrography, geochemistry and geochronology of the host porphyries and associated alteration at the Tuwu Cu deposit, NW China: a case for increased depositional efficiency by reaction with mafic hostrock? *Min. Deposita*, **49**(6), 709-731.
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**(1), 3-42.
- Sotnikov V.I., Ponomarchuk V.A., Shevchenko D.O., Berzina A.P. (2005) Cu-Mo-porphyry deposit of Erdenetuin-Obo (Northern Mongolia):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology, factors of large-scale ore formation. *Geol. Geofiz.*, **46**(6), 633-644. (In Russian)
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a 2-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**(2), 207-221.
- Vry V.H., Wilkinson J.J., Seguel J., Millan J. (2010) Multi-stage intrusion, brecciation and veining at El Teniente, Chile. Evolution a Nested system. *Econ. Geol.*, **105**(1), 119-153.
- Wilkinson B.H., Kesler S.E. (2009) Quantitative identification of metallogenic epochs and provinces: application to Phanerozoic porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, **104**(5), 607-622.
- Wilson A.J., Cooke D. R., Stein H.J., Fanning C.M., Holliday J.R., Tedder I.J. (2007) U-Pb and Re-Os Geochronologic Evidence for Two Alkalic Porphyry Ore-Forming Events in the Cadia District, New South Wales, Australia. *Econ. Geol.*, **102**(1), 3-26.
- Wolfe C.R., Cooke D.R. (2011) Geology of the Dipidio region and genesis of the Dinkidi alkalic porphyry Cu-Au deposit and related pegmatites, northern Luzon, Philippines. *Econ. Geol.*, **106**(8), 1279-1315.