

составами растворенных веществ. Теория же метасоматической зональности разработана Д.С. Коржинским для случая непрерывного истечения флюидов из очага генерации в течение всего процесса.

Как это имеет место во многих месторождениях золота и подчеркнуто В.А. Жариковым [12], подобные описанной метасоматические колонки сочетают в себе метасоматиты двух формаций – березитовой во внутренних зонах и пропилитовой – в периферийных.

Литература

1. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. – М.: Наука, 1982. – 104 с.
2. Бородаевский Н.И., Шер С.Д. Об околорудных изменениях в месторождениях золота // Труды ЦНИГРИ. – 1967. – Вып. 76. – С 113–126.
3. Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А., Зарайский Г.П., Омеляненко Б.И., Перцев Н.Н., Расс И.Т., Андреева О.В., Абрамов С.С., Полесский К.В. Метасоматизм и метасоматические породы. – М.: Научный мир, 1998. – 492 с.
4. Коробейников А.Ф., Ананьев Ю.С., Гусев А.И., Ворошилов В.Г., Номоконова Г.Г., Пшеничкин А.Я., Тимкин Т.В. Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных полей и месторождений складчатых поясов Сибири. – Томск: Издательство Томского политехнического университета, 2013 – 458 с.
5. Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г., Щегольков Ю.В, Алышева Э.И., Борисовский С.Е. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т.50. – №1. – С. 3–46.
6. Барсуков В.Л., Борисов М.В. Моделирование геохимических явлений, связанных с саморегуляцией структуры потока гидротерм // Геохимия. – 1987. – №1. – С. 87–101.
7. Коренбаум С.А. Перемещение и разделение вещества в гидротермальных ореолах // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отдел геологич. –1988. – Т.63. – Вып. 4. – С. 94–104.
8. Коротаев М.Ю. Зональность гетерогенных гидротермальных систем // Изв. АН СССР. Серия геологич. –1990. – №7. – С. 133–145.
9. Миронов А.Г., Рощектаев П.А., Жмодик С.М., Куликов А.А., Карманов Н.С. Зун-Холбинское месторождение // электронный источник <http://www.geokniga.org/books/4678>.
10. Кучеренко И.В. Гидродинамика трещинно-поровых породно-флюидных взаимодействий и механизм массопереноса в процессе околотрещинного гидротермального метасоматизма // Разведка и охрана недр. – 2010. – №11. – С.37–43.
11. Kucherenko I.V., Zhang Yuxuan. Metallogenic problems of hydrothermal gold deposit formation: facts and arguments // Scientific and Technical Challenges in the Well Drilling Progress (IOP Conf.Series: Earth and Environmental Science 24 (2015) 012024).
12. Жариков В.А. Некоторые закономерности метасоматических процессов // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. – М.: Недра, 1966. – С. 123–125.

ОКОЛОРУДНЫЕ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В БЕРИКУЛЬСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

Чжан Юйсюань

Научный руководитель профессор И.В. Кучеренко

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В мезотермальных месторождениях золота околожилые зональные метасоматические ореолы сочетают метасоматиты березитовой и пропилитовой формаций. Березитами и близкими к ним породами сложены внутренние зоны ореолов, пропилизованными – внешние.

Существуют разногласия в оценке минерального состава внутренних зон – осевой (рудноносной кварцевой жилы) и смежной с ней тыловой. В соответствии с теорией метасоматической зональности Д.С. Коржинского [3] и следующей из нее теоретической моделью метасоматической колонки её тыловая зона сложена породой кварц-серицитового состава и её называют березитом. По редким наблюдениям, обобщенным ещё полвека назад [2], смежная с кварцевой жилой тыловая зона природных околожилых метасоматических колонок сложена породой с большим набором минералов, – кварцем, серицитом, карбонатами, пиритом (сульфидами). Эту породу тоже называют березитом. Разногласия не устранены до сих пор, о чем можно судить по ряду публикаций [4, 7, 8 и др.].

Изучая природные метасоматические колонки, можно решить вопрос о том, в какой степени теория околотрещинной (околожилы) метасоматической зональности отвечает природному процессу и в чем причина разногласий.

Для авторского участия в реализации этого плана изучены околорудно измененные породы в мезотермальном кварцево-жильном Бериккульском месторождении золота. Сведения о геологическом строении месторождения заимствованы у [5].

Бериккульское месторождение расположено в северной части Кузнецкого Алатау в 70 км к югу от ст. Тяжин Транссибирской железной дороги (рис.).

В геологическом развитии региона выделяется [1] несколько этапов: океанический (R_3-C_1), окраинно-континентальный (R_3-C_1), островодужный ($V-C_2^1$), коллизионный (C_2^2-S), рифтогенные внутриплитные континентальные ($D_{1-2}-K$). Месторождение образовано на коллизионном (C_2^2-S) этапе и имеет возраст 474 млн лет.

Бериккульское месторождение наряду с другими месторождениями (Комсомольским, Коммунар, Центральным, Федоровским и др.) контролируется Кузнецко-Алатаусской зоной глубинных разломов.



Рис. Географическое положение Бериккульского месторождения

Бериккульское месторождение расположено в юго-западном крыле бериккульской синклинали. Синклинали складка сложена мраморизованными известняками белокаменской (С1) и андезит-базальтовыми вулканитами бериккульской (С2) свит. На востоке месторождения залегает шток средних-основных плутонических пород, которые составляют западное обрамление Дудетского гранитоидного плутона раннепалеозойского мартайгинского комплекса. Породы штока переходят постепенно в андезитобазальты и базальты вулканогенной толщи. Этот факт оценивается как признак образования габброидов и диоритоидов путем магматического замещения. Контакты толщи известняков с вулканитами и границы восточного штока погружаются навстречу друг другу, так что вулканиты сохранились в форме постепенно сужающегося к север-западу и с глубиной клина, ширина которого увеличивается в юго-восточном направлении. На юге месторождения вулканиты вмещают небольшой шток пород, аналогичных породам восточного штока.

В рудовмещающей вулканической толще чередуются базальтовые, андезитовые порфириты, афанитовые вулканиты

аналогичного состава. Породы пересекают многочисленные дайки кислых и основных пород.

Базальтовый порфирит сложен минералами: авгитом, лабрадором с примесью обыкновенной роговой обманки, биотита, имеет порфировое строение, в порфировых выделениях – основной плагиоклаз. Андезитовый порфирит сложен в основном андезином, обыкновенной роговой обманкой. Дайка аплита содержит кварц, калиевый полевой шпат, альбит-олигоклаз с примесью апатита, циркона, магнетита и сфена. В дайке долерита I дорудной генерации участвуют лабрадор, битовнит, титан-авгит.

На месторождении – кварцево-жильный тип руды, рудные тела залегают в толще вулканитов. Два типа жил. Мощная (до 20 м) прерывистая пологая (до 20°) жила № 4 субширотного простирания образована висячем боку Главного нарушения. Крутопадающие жилы (более 100) залегают под жилой № 4, имеют мощность от 0,3 до 3 м, погружаются под углами 30...60° на северо-запад, выклиниваются в контактах известняков на юго-западе и восточного штока на северо-востоке.

Руды сложены пятью минеральными комплексами. В составе первого комплекса образованы две генерации кварца, пирит и арсенопирит с эмульсионной вкрапленностью золота, кальцит, анкерит и, возможно, пирротин, висмут и висмутин. В составе второго минерального комплекса преобладают сульфиды цинка, меди, свинца, участвует кварц с примесью золота. Третий минеральный комплекс сложен карбонатами в сростании с кварцем, арсенидами и сульфоарсенидами кобальта и никеля с примесью золота и других минералов и локализованного как в золоторудных жилах, так и в предрудных и внутрирудных поперечных нарушениях. В четвертый минеральный комплекс входит преимущественно кальцит и сульфиды цинка, меди и свинца. Пятый заключительный комплекс сложен белым кальцитом.

Изучались околожильные изменения в покровных базальтовых и андезитовых порфиритах рудовмещающей вулканической толщи, в дайках аплита и долерита.

Во всех породах образованы околожильные метасоматические колонки с типовой [6] минеральной зональностью (подчеркнуты минералы, исчезающие в более тыловой зоне).

Фронтальная зона:	Кварц + серицит + лейкоксен + рутил + магнетит ± пирит ± кальцит + альбит ± хлориты ± цоизит ± <u>актинолит</u> ± <u>тремолит</u>
Хлоритовая зона:	Кварц + серицит + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит ± кальцит ± доломит + альбит ± <u>хлориты</u> ± <u>цоизит</u> ± <u>клиноцоизит</u> ± <u>эпидот</u>
Альбитовая зона:	Кварц + серицит + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит ± кальцит ± доломит-анкерит ± сидерит + <u>альбит</u>
Тыловая зона:	Кварц + серицит + лейкоксен + рутил + магнетит + пирит ± кальцит ± анкерит ± сидерит ± брейнерит

Мощность фронтальной зоны достигает сотен метров, хлоритовой – десятков метров, альбитовой – нескольких метров, тыловой (березиты) – 1...1,5 м. Во фронтальной зоне породы слабо изменены. Массы новообразованных минералов возрастают в направлении к тыловой зоне.

Уменьшение числа новообразованных минералов от фронтальной зоны к тыловой посредством растворения актинолита-тремолита, эпидота (или цоизита, или хлорита), альбита на внутренних границах соответствующих зон компенсируется образованием новых минералов во внутренних зонах, – анкерита, сидерита, брейнерита.

Результаты балансовых расчетов миграции петрогенных компонентов в процессе метасоматических преобразований горных пород в Беркульском месторождении золота

Минеральная зона	Содержание: окислов в мас. процентах по данным химического силикатного анализа (первая строка), элементов в граммах в 1000 куб.см породы (вторая строка). Величина изменения содержания (увеличение, уменьшение -) элементов в процентах к их массе в 1000 куб.см исходной породы (третья строка)															Σ (Δ)
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CO ₂	Сульфид.	H ₂ O+	O	
I. Горизонт 51 м, Химическая жила, базальтовый порфирит																
Хлоритовая	49.09	19.31	1.30	3.40	7.72	2.84	-	12.24	1.27	0.54	0.09	0.35	0.09	2.54		100.78
	664.78	296.08	31.26	73.08	159.82	49.60	-	247.94	22.04	6.80	2.02	2.77	2.61	8.23	1352.37	2919.39
Тыловая	36.08	19.39	4.95	0.10	9.85	1.21	-	10.38	1.23	0.57	0.09	7.28	4.25	3.70		99.08
	498.69	303.46	121.50	2.19	208.15	21.57	-	214.65	21.79	7.30	2.06	58.75	125.65	12.24	1331.49	2929.50
	-24.98	2.49	288.66	-97.00	30.24	-56.51	-	-13.43	-1.13	7.36	2.09	2023.14	4719.99	48.70	-1.54	(22.22)
II. Горизонт 134 м, жила № 17-2, базальтовый порфирит																
Фронтальная	49.95	19.63	0.70	3.85	9.11	3.57	-	10.57	1.08	0.41	0.11	0.72	0.02	0.41		100.13
	657.46	292.56	16.36	80.42	183.34	60.60	-	208.15	18.22	5.06	2.40	5.53	0.56	1.29	1287.55	2819.53
Альбитовая	38.10	20.08	2.18	0.70	5.80	5.75	-	17.03	1.21	0.50	0.13	3.58	0.09	5.78		100.93
	502.80	300.01	51.10	14.66	117.02	97.87	-	336.30	20.46	6.21	2.84	27.59	2.54	18.25	1351.79	2849.43
	-23.52	2.55	212.30	-81.77	-36.17	61.49	-	61.56	12.30	22.63	18.52	398.51	351.14	1313.39	4.99	(21.40)
Тыловая	39.16	19.36	4.43	0.25	10.09	2.85	-	7.34	1.05	0.48	0.22	8.09	2.32	4.14		99.78
	524.60	293.64	105.38	5.32	206.67	49.24	-	147.10	18.03	5.99	4.88	63.27	66.49	13.27	1355.53	2859.42
	-20.21	0.37	544.08	-93.39	12.73	-18.74	-	-29.33	-1.06	18.33	103.56	1043.36	11705.86	927.84	5.28	(21.31)
III. Горизонт 134 м, жила № 17-1, аплит																
Фронтальная	71.82	13.58	3.30	4.50	1.41	1.02	2.02	0.70	0.20	0.40	0.05	1.12	0.06	0.20		100.38
	876.11	187.53	71.48	87.11	26.30	16.05	40.97	12.77	3.13	4.55	1.01	7.98	1.57	0.58	1282.36	2619.49
Хлоритовая	72.78	13.79	4.25	3.30	1.55	0.30	2.43	0.24	0.22	0.03	0.04	0.93	0.04	0.58		100.48
	880.21	188.84	91.28	63.34	28.65	4.68	48.85	4.34	3.41	0.30	0.80	6.57	1.03	1.69	1275.69	2599.69
	0.47	0.69	27.70	-27.28	8.96	-70.84	19.25	-66.01	9.06	-93.31	-20.69	-17.69	-33.91	188.78	-0.52	(3.57)
Тыловая	70.37	13.50	3.78	0.23	3.60	0.45	0.87	1.60	0.18	0.09	0.04	2.77	0.88	1.00		99.36
	900.33	195.58	85.87	4.67	70.41	7.42	18.51	30.63	2.95	1.10	0.85	20.69	24.08	3.06	1353.45	2719.62
	2.76	4.29	20.14	-94.64	167.74	-53.73	-54.83	139.79	-5.63	-75.88	-16.09	159.40	1438.30	424.15	5.54	(12.78)

Примечание. 1) Δ – удельная масса перемещенного (привнесенного и вынесенного) вещества в стандартном геометрическом объеме 1000 куб.см в % к массе вещества исходной породы в стандартном геометрическом объеме. 2) Полные химические силикатные анализы горных пород выполнены в ЦЛ ПГО «Запсибгеология» под руководством И.А. Дубровской

Таблица характеризует химические преобразования пород в процессе метасоматизма. Натрий удаляется почти полностью (до 97 мас. %), кремний – в пределе до 25 мас. %. Для березитового процесса характерен привнос калия до 540 мас. %, углекислоты (до 2000 мас. %) и сульфидной серы (до 11705 мас. %). Калий фиксируется в сериците, углекислота – в карбонатах, сера – в сульфидах (пирите).

Описанные гидротермальные изменения горных пород в процессе образования месторождения происходили при участии ряда факторов, определивших видовой состав минеральных новообразований и структуру (порядок минералого-петрохимической зональности) околожильных метасоматических колонок. Видовой состав минералов этапа метасоматизма соответствует средне-низкотемпературному режиму флюидов и свидетельствует о незначительном влиянии на него химических составов вмещающих пород на уровне примесей в минералах переменного состава, – наборы новообразованных минералов однообразно повторяются в апобазальтовых, апоандезитовых, апоаптитовых, аподолеритовых метасоматических колонках (таблица). В наименьшей степени такая зависимость возможна во внутренних зонах метасоматических колонок. Уменьшение числа новообразованных минеральных фаз от фронтальной к тыловой зоне вследствие растворения актинолита-тремолита, эпидота-цоизита, хлорита, альбита на внутренних границах соответствующих зон удовлетворительно описывается дифференциальной подвижностью компонентов. Это главный фактор, формирующий соответствие описанных природных колонок теоретической модели Д.С. Коржинского, – явление, составляющее основу его теории метасоматической зональности [3]. Полиминеральный состав тыловой (и осевой кварцевой жилы) зоны колонок, не соответствующий следующему из теории представлению о кварц-мусковитовом и монокварцевом их составе, обусловлен встречной, из трещинных флюидов в поровые, диффузией компонентов, доказываемой диффузионным механизмом массопереноса в трещинно-поровых породно-флюидных системах [9] и результатами балансовых расчетов миграции компонентов (таблица). Усложняет минералого-петрохимическую зональность колонок также пространственное совмещение минеральных комплексов, отложенных из последовательно сменявших одна другую порций металлоносных флюидов в пульсационном [5] режиме функционирования гидротермальных рудообразующих породно-флюидных систем.

В результате выполненного исследования в Берикуйском месторождении подтверждается свойственный мезотермальным месторождениям золота калиево-сернисто-углекислотный петрохимический профиль околожильного метасоматизма и во всех породах полиминеральный состав тыловой (березитовой) зоны околожильных метасоматических колонок. Порядок минералого-петрохимической зональности последних отвечает разработанной И.В. Кучеренко типовой модели, выражающей структуру природных околорудных метасоматических колонок, минералого-петрохимическая зональность которых повторяется в горных породах разного возраста и происхождения, вмещающих мезотермальные месторождения золота в горно-складчатых сооружениях южной Сибири. Видовая принадлежность минеральных новообразований во всех минералого-петрохимических зонах околожильных метасоматических колонок месторождения и составы минералов во внутренних, альбитовой и тыловой, зонах однообразно повторяются и в последних определяются преимущественно составами, вероятно, термодинамическими и физико-химическими режимами металлоносных флюидов.

Литература

1. Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999. – 237 с.
2. Бородаевский Н.И., Шер С.Д. Об околорудных изменениях в месторождениях золота // Труды ЦНИГРИ. – Вып. 76. – М., 1967. – С. 113–126.
3. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. – М., Наука, 1982. – 104 с.
4. Коробейников А.Ф., Ананьев Ю.С., Гусев А.И., Ворошилов В.Г., Номоконова Г.Г., Пшеничкин А.Я., Тимкин Т.В. Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных полей и месторождений складчатых поясов Сибири. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. – 458 с.
5. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верховин А.В. Структурно-динамическая модель золоторудных месторождений, образованных в несланцевом и черносланцевом субстрате. Ч. 1. Берикуйское месторождение (Кузнецкий Алатау) // Известия Томского политехнического университета. – 2008. – Т. 313. – № 1. – С. 11–26.
6. Кучеренко И.В. Прогнозно-поисковый комплекс для мезотермальных месторождений золота. Ч.3. Петрохимический и геохимический критерии // Известия Томского политехнического университета. – 2014. – Т. 324. – № 1. – С. 39–45.
7. Рафаилович М.С. Нетрадиционные месторождения золота Казахстана // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых: Матер. Междунар. конф., посвящ. 80-летию основания в Томском политехническом университете первой в азиатской части России кафедры «Разведочное дело». – Томск, 5–8 октября 2010 г. – Томск: Изд-во ТПУ, 2010. – С. 368–373.
8. Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г., Щегольков Ю.В., Алышева Э.И., Борисовский С.Е. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 50. – № 1. – С. 3–46.
9. Кучеренко И.В. Гидродинамика трещинно-поровых породно-флюидных взаимодействий и механизм массопереноса в процессах околотрещинного гидротермального метасоматизма // Разведка и охрана недр. – 2010. – № 11. – С. 37–43.