

МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ КЛАСТОДАЙКИ ГАББРО-ПОРФИРИТА

Д.И. Царев, А.А. Батуева, С.В. Канакин

*ФГБУН Геологический институт СО РАН, ул. Сахьяновой ба, г. Улан-Удэ, 670047;
e-mail: dmtsarev@mail.ru*

Поступила в редакцию 16 мая 2011 г.

Происхождение эндогенных кластических даек и трубок чаще всего считают эруптивным и эксплозивным. Округлость фрагментов в них объясняют окатыванием при движении обломков из недр к поверхности. Трудно представить, чтобы в таком кратковременном процессе, как взрыв, успевали окатываться обломки пород. Некоторые геологи считают, что эксплозивные гальковые дайки и трубки формировались в результате турбулентной флюидизации в полостях земной коры. Фрагменты горных пород при этом воздымались, вращались и окатывались. В любом случае окатывание обломков считалось механическим.

Настоящая работа является доказательством одного из примеров формирования изотропных кластов дайки тектоно-метасоматическим путем.

Ключевые слова: фрагментарный метасоматоз, флюидизация, растворимость, инфильтрационное и диффузионное замещение, Восточный Саян.

ВВЕДЕНИЕ

На золоторудном месторождении Зун-Холба в Восточном Саяне (Россия) (рис. 1), среди протерозойских гранитоидов нередко встречаются крупные ксенолиты базитов и ультрабазитов, подверженных контактовому изменению. Среди этих ксенолитов оказалась дайка базитов. Она сложена светло-серыми обломковидными обособлениями овальной (гальковидной) и угловатой форм, размером до 70 мм в поперечнике. Основная ее масса имеет темно-серый цвет и мелкую (0.2–2 мм) вкрапленность цвета, подобного цвету обломковидных фрагментов (рис. 2а, б).

Некоторые крупные обособления зональные: периферия более светлая, чем центральная часть.

Дайка имеет невыдержанную мощность от 2 до 7 м, вертикальное или близкое к этому падение и прослежена около 200 м по простиранию. Она подвержена катаклазу. Контакты с гранодиоритами с обеих сторон дайки в основном четкие, но неровные, извилистые. В приконтактных зонах вмещающих гранодиоритов отмечается хлоритизация, цоизитизация, серицитизация. Мощность изменений – до 15–20 см. Мелкие прожилки актинолита направлены от дайки в гранодиориты, кварц-мусковит-цоизитовые – от гранодиоритов в дайку. Дайка, несомненно, догранитная и подвергнута со стороны гранитоидов контактовому метасоматическому изменению.

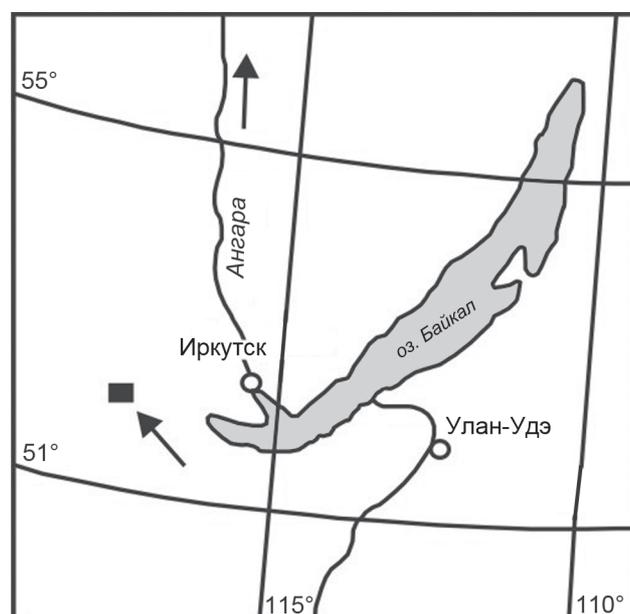


Рис. 1. Схема расположения золоторудного месторождения Зун-Холба в Восточном Саяне (Россия).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Микроскопическое исследование показывает, что мелкие обособления и вкрапленники в основной массе дайки сложены тонкозернистым агрегатом цо-

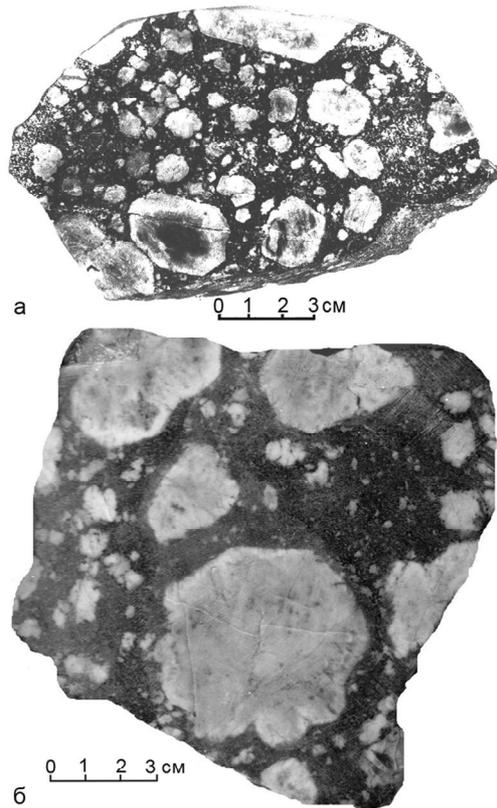


Рис. 2. Образцы кластической дайки на золоторудном месторождении Зун-Холба (Восточный Саян, Россия). Темная основная масса – существенно актинолитовый тонкозернистый агрегат. Светлые обособления выполнены в основном цоизитом, концентрически-зональные – по периферии – цоизитом, в центре – мусковитом.

изита и серицита, крупные – цоизитом, зональные – по периферии цоизитом, а в центральной части – агрегатом зерен мусковита с редкими вкраплениями цоизита (рис. 2). Некоторые обособления имеют грубое ритмично-зональное строение: серицит-цоизитовые и мусковитовые зоны повторяются. Содержание цоизита растет к периферии фрагмента и наибольшее количество его (массивной текстуры) сосредоточено по контурам обособлений. Основная масса породы сложена щеповидными и пучковыми агрегатами микрозерен актинолита и тонкой вкрапленностью серицита и цоизита в интерстициях. Местами встречаются реликты полисинтетически сдвойнированного плагиоклаза, частично замещенного цоизитом и серицитом, зерна карбоната, сфена и сульфидов. По наличию реликтов крупных и мелких зерен плагиоклаза можно судить, что первичная структура породы дайки была порфириовидная. Сохранность первичных минералов весьма мала. Мелкие зерна плагиоклаза полностью замещены цоизитом и серицитом и уга-

дываются только по конфигурации, крупные – сохранили отдельные фрагменты со сложными очертаниями.

Некоторые крупные цоизитовые фрагменты частично оконтурены кристаллографическими гранями (не более 2–4 граней на обломковидный фрагмент). В основном же границы цоизитовых фрагментов овальные, а в мелких – неправильной формы.

Порода содержит массу микропрожилков кварц-мусковитового и мусковитового составов. Среди них различаются ранние и поздние. Ранние прожилки затушеваны наложенными минералами и часто теряются в основной актинолитовой массе. Многие из них оконтуривают мусковит-цоизитовые обособления. Актинолит в виде нечетких прожилков местами внедряется в мусковит-цоизитовые обособления, расчлняя их. Поздние прожилки кварц-мусковитового и мусковитового составов секут основную массу и обломковидные обособления. По периферии прожилков имеются оторочки из микрозернистого цоизитового агрегата.

В табл. 1 приведены данные силикатного анализа основной массы горной породы и обломковидных обособлений. По содержанию кремнезема обособления и основная масса разнятся незначительно, но по содержанию алюминия, фемических компонентов и щелочей различия довольно значимые. Железо, магний и натрий больше сосредоточены в

Таблица 1. Силикатный состав кластодайки месторождения Зун-Холба.

Компоненты	Содержания в весовых % (среднее из 5 проб)			
	Основная масса	Обломковидные обособления		
		полное	периферия	центр
SiO ₂	48.0	46.4	42.33	50.22
TiO ₂	0.82	0.05		
Al ₂ O ₃	19.37	27.68	26.66	30.43
Fe ₂ O ₃	2.61	2.31	5.34	
FeO	5.40	2.02		
MnO	0.15	0.06		
MgO	5.16	1.32		1.86
CaO	10.51	8.64	22.70	1.12
Na ₂ O	2.97	1.91	0.89	0.20
K ₂ O	0.99	5.27	0.06	9.12
P ₂ O ₅	0.07	0.01		
ппп	3.84	4.27	H ₂ O – 2.00	H ₂ O – 4.50
Σ	99.89	99.94	99.98	99.98

Примечание. Анализы выполнены методами: фотометрическим (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, P₂O₅), атомно-абсорбционным (MnO, MgO, CaO, Fe₂O₃), пламенно-фотометрическим (Na₂O, K₂O), титриметрическим (FeO) в лаборатории ГИН СО РАН. Аналитики: Булдаева Г.И., Егорова М.Г

Таблица 2. Привнос-вынос компонентов (в молекулярных количествах) в кластодайке.

Компоненты	Основная масса	Полное обособление	Привнос-вынос относит. основной массы	Периферия обособления	Центр обособления	Привнос-вынос относит. периферии
SiO ₂	799	773	-26	704	836	+132
TiO ₂	10	1	-9	0	0	
Al ₂ O ₃	190	272	+82	262	298	+36
Fe ₂ O ₃	16	14	-2	33	15	-18
FeO	75	28	-47			
MnO	2	1	-1	0	0	
MgO	128	33	-95	0	46	+46
CaO	187	154	-33	405	20	-385
Na ₂ O	48	31	-17	15	3	-12
K ₂ O	11	56	+45	1	97	+96
P ₂ O ₅	1	0	-1			
H ₂ O	-	-	-	111	250	+139

Примечание. Пересчет сделан авторами по методу Ф.Ю. Левинсона-Лессинга [17].

основной массе, а алюминий и калий – в обломковидных обособлениях. По силикатным анализам и по реликтам исходных минералов порода дайки соответствовала габбро-порфириту.

В табл. 2 и на рис. 3. показан относительный привнос-вынос вещества: основная масса – обломковидный фрагмент, периферия – центр обломковидного фрагмента.

На основании сохранившихся реликтов, и затухавших вторичными минералами тонких трещин создан структурно-генетический макет горной породы (рис. 4).

В результате анализа минерального состава горной породы на электронном микроскопе обнаружены 7 минералов в основной массе и 6 – в обломковидном обособлении. Среди них в обеих зонах есть реликтовые зерна альбитизированного плагиоклаза. Остальные минералы возникли путем метасоматического замещения дайки габбро-порфиритов (рис. 5, 6).

Основной минерал, слагающий обломковидные фрагменты, по электронным анализам, содержит FeO до 5.53 %, что отвечает цоизиту [5]. Титанит (сфен) располагается в виде вытянутых зерен, неправильной формы, на границах кварца и хлорита, образуя цепочки. В основной массе минеральные агрегаты мелкозернистые и располагаются хаотично, а в обломковидном фрагменте цоизит – в виде широких площадок, с редкими вкраплениями других минералов основной массы (табл. 3): кварца, хлорита, мусковита и т.д.

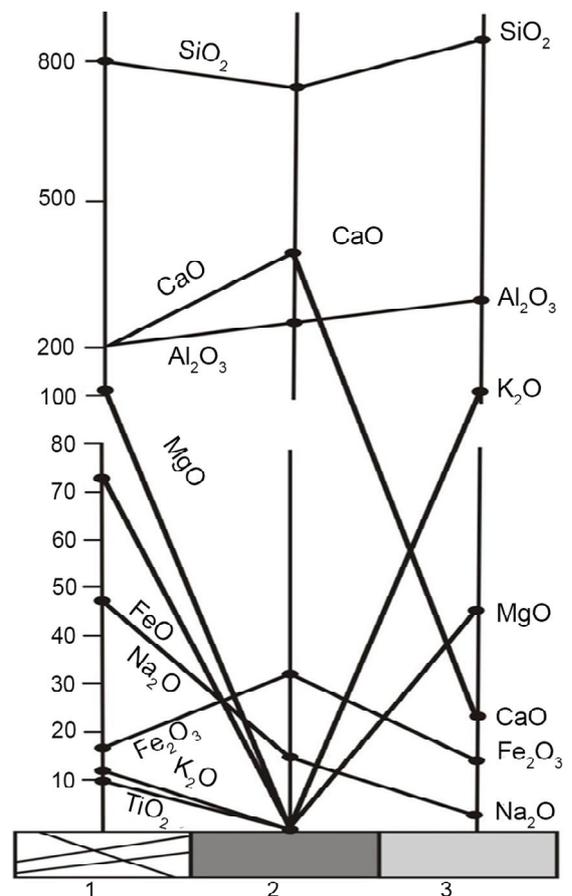


Рис. 3. Графическое изображение привноса-выноса вещества между основной, существенно актинолитовой массой породы кластической дайки (1), существенно цоизитовой периферии зональных обломковидных фрагментов (2) и их существенно мусковитовыми центрами (3).

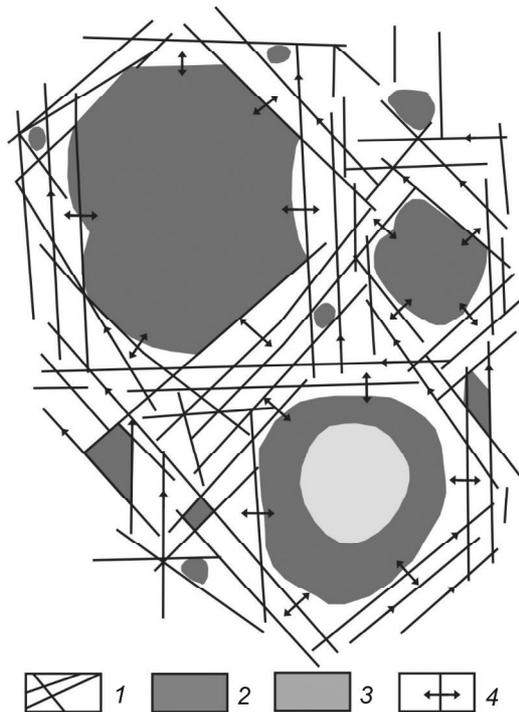


Рис. 4. Структурно-генетическая схема горной породы кластической дайки

1 – базис – катаклазированный габбро-порфирит, разбитый сколовыми трещинами и трещинами сплющивания, замещенный существенно тонкозернистым актинолитовым агрегатом; 2 – существенно цоизитовый агрегат, выполняющий межтрещинные метасоматические обособления и массивную периферию крупных; 3 – серицит-мусковитовые центральные части межтрещинных обломковидных метасоматических обособлений; 4 – направление миграции компонентов по трещинам – инфильтрационно и в межтрещинные фрагменты – диффузионно.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования фактического материала позволяет высказать следующую точку зрения на механизм формирования горной породы дайки.

Катаклазированная дайка габбро-порфиритов подверглась фрагментарному* метасоматическому замещению [15, 16]. Растворы, имеющие щелочную реакцию, фильтровались по трещинам и порам, наиболее проницаемым катаклазированным мелкообломочным участкам дайки, инфильтрационно замещая горные породы, в основном, актинолитом. Об этом свидетельствуют беспорядочность во вторичном кристалличес-

ком агрегате. Межтрещинные фрагменты, сохранившиеся от дробления, с более тонкой первичной пористостью, заполнялись раствором, но из-за недостаточного гидравлического градиента он оставался застойным. Метасоматическое замещение в них происходило не инфильтрационно, как в мелких обломках, а диффузионно, наиболее подвижными компонентами [16] Кальций и калий, находящиеся в инфильтрационном потоке раствора во вполне подвижном (растворенном) состоянии [4], диффундировали по застойным поровым растворам вместе с другими компонентами в межтрещинные фрагменты, замещая их в основном цоизитом и калишпатом. Остатки инфильтрационно замещившихся минералов трассируются по трещинкам подобно лучам во фрагментах цоизита (рис. 6).

Физико-химические условия поведения поровых растворов

Все виды горных пород и минералов в коллоидной химии рассматриваются как связанные дисперсные системы с твердой дисперсионной средой и жидкой или газообразной дисперсной фазой, заполняющей поры [2, 13].

Пористые тела подразделяются на: 1) макропористые с радиусом пор больше 100–200 нм; 2) переходнопористые (или капиллярно-пористые), которые имеют размеры пор в пределах от 2.0 до 100 нм; 3) микропористые, имеющие поры, соизмеримые с размерами адсорбируемых молекул. Отличительной чертой микропор является настолько близкое расположение в них противоположных стенок, что поля поверхностных сил перекрываются и они действуют во всем объеме микропор. Растворимость веществ в воде, заполняющей такие поры, обычно на несколько порядков выше, чем в объемной фазе раствора. Таким же образом ведет себя константа диссоциации, еще увеличивая растворимость, и реакционную способность растворенных компонентов. Все это зависит от кривизны в порах (ds/dV или $1/r$, где s – поверхность поры, V – объем заполненной раствором поры, r – радиус сечения поры).

Давление в растворе $P_{ж}$, находящемся в поре, от которого зависит растворимость компонентов, описывается выражением:

$$P_{ж} = 2\sigma \cos\theta / r, \quad (1)$$

где σ – поверхностное натяжение (поверхностная энергия раствора), θ – краевой угол смачивания.

Дифференциал энергии Гиббса в поровом растворе можно представить в виде объединенного уравнения первого и второго начал термодинамики:

$$dG_D = -SdT + VdP_{ж}, \quad (2)$$

*Фрагментарным метасоматозом мы называем процесс замещения в породах с анизотропной проницаемостью водными растворами [15]. Термин принят геологами [8].

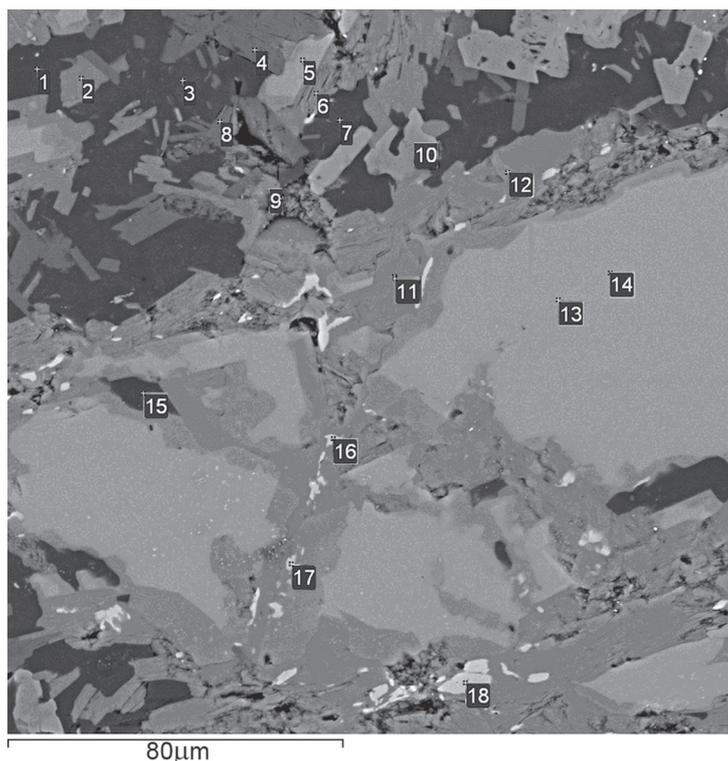


Рис. 5. Минеральный состав инфильтрационной замещенной более катаклазированной части дайки (основная масса) (снимок под электронным микроскопом).

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₃ O ₄	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1 – кварц	97.47									97.47
2 – хлорит	25.69		19.08	21.87		15.92				82.57
3 – плагиоклаз	64.82		19.56	0.41			0.66	10.95	0.58	96.97
4 – мусковит	46.02	0.63	28.15	2.7		2.02			11.32	90.85
5 – актинолит	45.91	0.77	8.63	17.69		10.33	11.52	0.82	0.57	96.24
6 – хлорит	26.42		20.01	22.95	0.45	17.41				87.25
7 – плагиоклаз	66.38		19.61	0.57			0.69	11.07		98.32
8 – мусковит	47.86		27.27	2.98		2.67			11.24	92.02
9 – хлорит	25.54		19.58	23.26		16.48				84.86
10 – цоизит	39.62		27.72	5.31			22.3			94.96
11 – хлорит	25.48		19.65	22.94	0.53	17.21				85.81
12 – актинолит	52.91		2.08	11.84		16.67	12.15			95.63
13- актинолит	45.72	1.25	8.09	18.72		10.58	11.82	0.81	0.77	97.76
14 – актинолит	45.14	1.12	8.01	17.74		10.22	11.54	1.11	0.59	95.46
15 – кварц	97.62			0.54						98.16
16 – титанит	28.95	31.63		3.76			22.86			87.19
17- титанит	31.6	29.51		3.69			22.54			87.34
18 – титанит	30.7	37.11	1.76	1.09			26.92			97.59

Примечание. Составы минералов определялись на электронном микроскопе LEO-1430VP (CarlZeiss, Германия) с энергодисперсионным анализатором INCAEnergy 350 (OxfordInstruments) аналитиком С.В. Канакиным в лаборатории ГИН СО РАН.

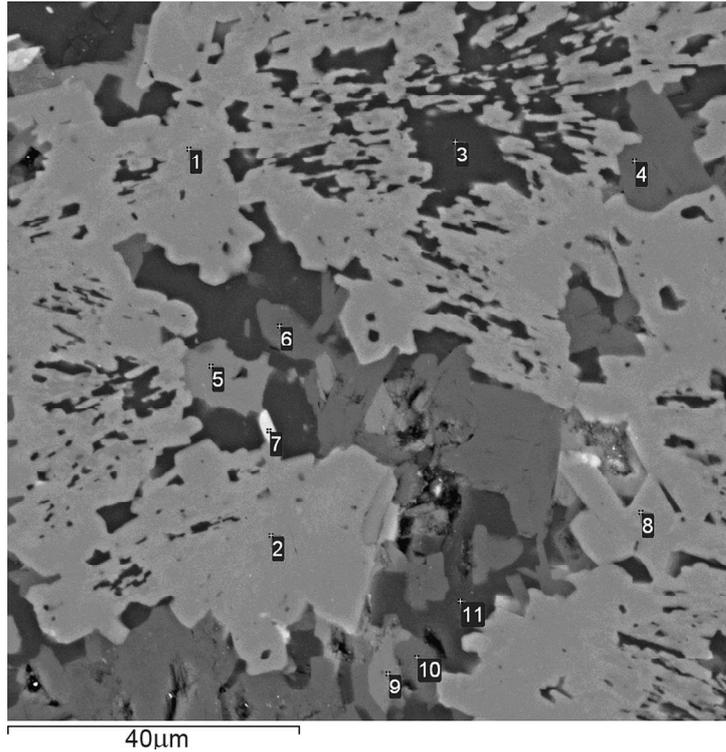


Рис. 6. Минеральный состав межтрещинных диффузионно замещенных фрагментов дайки (снимок под электронным микроскопом)

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₃ O ₄	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1 – цоизит	37.99		27.98	5.2			24.11			95.28
2 – цоизит	38.34		27.74	5			21.69		0.99	93.75
3 – кварц	99.74									99.74
4 – мусковит	48.03		27.28	2.29		2.92			11.37	91.89
5 – хлорит	26.66		18.37	22.22	0.66	17.41				85.31
6 – мусковит	46.89		29.06	3.54		2.60		0.51	9.89	92.5
7 – титанит	36.45	32.83		1.02			24.36			94.66
8 – цоизит	39.21		28.66	5.53			23.79			97.2
9 – хлорит	27.73		19.86	20.65		15.27			1.48	84.99
10 – мусковит	50.04		27.06	1.81		2.32	1.16	1.01	8.9	92.31
11 – плагиоклаз	64.18		21.20	0.68			3.27	10.47		99.81

Примечание. Составы минералов определялись на электронном микроскопе LEO-1430VP (CarlZeiss, Германия) с энергодисперсионным анализатором INCAEnergy 350 (OxfordInstruments), аналитиками С.В. Канакиным в лаборатории ГИН СО РАН.

где G_D – энергия Гиббса в пористой системе (реакционная энергия), S – энтропия, T – температура раствора, V – объем раствора, P_j – давление раствора.

Дополнительное давление в капиллярной поре, связанное с кривизной ($1/r$), можно представить следующим выражением:

$$\Delta P_j = \sigma ds/dV, \quad (3)$$

где ΔP_j – разность давлений внутри тела (раствора) с

изогнутой и плоской поверхностями. Подставляя уравнение 3 в уравнение 2 получим дополнительную энергию Гиббса, связанную с радиусом пор (r); s – площадь поперечного сечения поры:

$$\Delta G_D = \sigma V_M ds/dv \quad (4)$$

или

$$\Delta G_D = \pm 2\sigma V_M / r, \quad (5)$$

где V_M – мольный объем растворенного вещества.

Уравнения 4 и 5 показывают, что приращение реакционной способности, обусловленное изменением дисперсности (кривизны пор), пропорционально кривизне поверхности. Знаки + и - обозначают положительную (при несмачивающей жидкости) или отрицательную (при смачивающей жидкости) кривизну мениска раствора в поре [13].

Эти физико-химические данные свидетельствуют о повышении растворимости и реакционной способности компонентов в растворе, заполняющем более тонкие поры. Согласно уравнению (5) растворение поверхности обломков будет интенсивнее происходить на острых углах. Это является главной причиной скругления обломков. Таким образом, в межтрещинных фрагментах дайки физико-химическая обстановка будет отлична от таковой в более катаклазированных участках горной породы, где осуществляется течение раствора и инфильтрационный метасоматоз, при котором растворенное вещество переносится вместе с текущим раствором.

По данным Ю.П. Трухина [11], при значениях гидравлических градиентов $\Delta P/\Delta L=36,477$ Па (ΔP – перепад давления, ΔL – расстояние) активная фильтрация осуществляется в проводящих каналах с радиусом $r \geq n \cdot 10^{-3}$ см. Зстойные поровые растворы, не участвующие в фильтрации, заключены в проводящих каналах с $r < n \cdot (10^{-4}-10^{-5})$ см. Близость граничных поверхностей твердой фазы (стенок поры) меняет химический потенциал воды μ_{H_2O} , по сравнению с его значением в объеме. Влияние близости граничных поверхностей (стенок поры) сказывается до радиуса пор (r), равном $10^{-5}-10^{-4}$ см. Изменение химического потенциала воды (μ_{H_2O}) в слое, разделяющем два тела, приближенно выражается зависимостью: $\mu_{H_2O} = \mu_0 + A/h$, где A – константа, зависящая от значения поверхностной энергии твердой фазы; h – расстояние между граничными поверхностями твердой фазы. В условиях водонасыщенных капиллярно-пористых сред значением μ_0 характеризуется вода, заключенная в проводящих каналах $r < n \cdot 10^{-4}$ см. При $r = 10^{-5}$ см поверхностные силы перекрывают пору и фильтрация полностью заменяется диффузией или пленочным скольжением.

В большинстве случаев участки с диффузионным транспортом компонентов замещаются минералами наиболее подвижных компонентов, которые в инфильтрационной зоне не убывают, а находятся во вполне подвижном состоянии [4].

Следовательно, в инфильтрационной метасоматической системе находятся диффузионные участки в виде отдельных межтрещинных фрагментов. Такие

метасоматические системы мы называем фрагментарными [15, 16]. В микропористых связно-дисперсных системах (горных породах) растворы приобретают иные качества, чем в трещинах и макропористых телах. На это влияет повышенная свободная энергия адсорбционно связанных со стенками пор пленочных растворов.

Эксперименты показывают, что в порах горных пород с радиусом меньше 10^{-4} см скорость фильтрации водных растворов равна 10^{-9} см/с (десятки см в 1000 лет). При таких скоростях неинфильтрационные механизмы являются господствующими в переносе вещества [10, 11].

Это явление подтверждает разработанный Д.И. Царевым процесс инфильтрационно-диффузионной дифференциации вещества при фрагментарном метасоматическом замещении горной породы с анизотропной проницаемостью, в которой более проницаемая для водных растворов часть инфильтрационно замещается одними минералами, а менее проницаемая – диффузионно – другими [16]. Возникает тектоно-метасоматическая брекчия с разным минеральным составом обломков.

В нашем случае межтрещинные крупные обломки замещаются диффузионно цоизитом, а мелкие обломки, которые пронизываются флюидом насквозь, – инфильтрационно. Следовательно, в крупных кластах, где пористость более тонкая, возникает цоизит с центрами, в некоторых из них, из мусковита, а в основной мелкообломочной массе, где пористость более крупная, замещение происходит инфильтрационно, подавляющим минералом является актинолит (рис. 5, 6).

Калий, в катаклазированной породе, возможно и не имел высокой концентрации в инфильтрационной зоне, но повышал химический потенциал в связи с насыщением раствора основаниями (Са) [3] и, как более подвижный, диффундировал в межтрещинные фрагменты. Он дольше, чем другие компоненты находился в растворе, и, в связи с повышенной растворимостью в капиллярно-пористой дисперсной системе, накапливался в центрах наиболее крупных диффузионных фрагментов, и, вероятно, при пленочном диффузионном переносе [2, 6, 16] там осаждался в виде реакционного минерала мусковита. Таким образом диффузионная метасоматическая колонка в некоторых крупных межтрещинных фрагментах становилась обратной: в центре – тыловая (мусковитовая) зона, а на периферии – цоизитовая. В стенках же макроскопических трещин, отмечающихся в основной актинолитовой массе, возникала обычная метасоматическая зональность: в тыловой зоне (в центре

Таблица 3. Состав минералов на основе микроанализа на электронном микроскопе (в%).

Компоненты	Цоизит				Актинолит				Мусковит					Титанит	
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2
SiO ₂	37.99	38.34	39.21	39.62	45.91	52.91	45.72	45.14	48.03	46.89	50.04	47.86	46.02	36.45	28.95
TiO ₂					0.77		1.25	1.12					0.63	32.83	31.63
Al ₂ O ₃	27.98	27.74	28.66	27.72	8.63	2.08	8.09	8.01	27.28	29.06	27.06	27.27	28.15		
FeO	5.20	5.00	5.53	5.31	17.69	11.84	18.72	17.74	2.29	3.54	1.81	2.98	2.70	1.02	3.76
MgO					10.33	16.67	10.58	10.22	2.92	2.60	2.32	2.67	2.02		
CaO	24.11	21.69	23.79	22.30	11.52	12.15	11.82	11.54			1.16			24.36	22.86
Na ₂ O					0.82		0.81	1.11			0.51				
K ₂ O	0.99				0.57		0.77	0.59	11.37	9.89	8.90	11.24	11.32		
Сумма	95.28	93.75	97.20	94.96	96.24	95.63	97.76	95.46	91.89	92.50	92.31	92.02	90.85	94.66	87.19

Компоненты	Титанит		Хлорит						Кварц			Плагиоклаз	
	3	4	1	2	3	4	5	6	1	2	3	1	2
SiO ₂	31.60	30.70	26.66	27.73	25.69	26.42	25.54	25.48	99.74	97.47	97.62	64.18	64.82
Al ₂ O ₃	29.51	37.11	18.37	19.86	19.08	20.01	19.58	19.65				21.20	19.56
FeO		1.76	22.22	20.65	21.87	22.95	23.26	22.94				0.68	0.41
MnO	3.69	1.09	0.66			0.45		0.53					
MgO			17.41	15.27	15.92	17.41	16.48	17.21					
CaO	22.54	26.92										3.27	0.66
Na ₂ O												10.47	10.95
K ₂ O				1.48									0.58
Сумма	87.34	97.59	85.31	84.99	82.57	87.25	84.86	85.81	99.74	97.47	97.62	96.97	99.81

Примечание. Анализы сделаны в ГИН СО РАН, аналитик С.В. Канакин

трещин) – мусковит, в передовой (в стенках макро-трещин) – цоизит. В некоторых микропрожилках в тыловых (центральных) зонах к мусковиту примешивался кварц. Следует заметить, что между зернами актинолита и хлорита под электронным микроскопом нередко определяются удлинённые червеобразные тонкие включения титанита. Они выполняют тончайшие трещины в породе и протягиваются на значительные микрорастояния. Этот минерал обычно считают аксессуарным. Мы относим условно его к интерметаллидам (рис. 5 и 6, табл.3). Формула его – CaTiSiO_5 , он тугоплавок, в состав его входят два металла. Подобные интерметаллические включения отмечаются в железо-марганцевых корках хребта Галагана (Японское море) [1].

Один из вариантов повышения концентрации компонентов в круговом замкнутом поровом растворе в центре фрагмента, по сравнению с его периферией, показано в экспериментах А.В. Лыкова (рис. 7) [6]. Высокая концентрация, вероятно, создает высокое кристаллизационное давление формирующихся там минералов. В нашем случае подобными свойствами обладал мусковит, образующийся в центрах крупных фрагментов цоизита (рис. 2, 3, 4, таб. 1, 2).

Нами изучены недооформленные порфиробласты микроклина и кварца в метасоматически изменённых известняках колчеданных месторождений Урала и Западного Забайкалья, которые стремились формировать крупные порфиробласты, чтобы уменьшить поверхностную энергию и сохранить равновесие с вмещающей средой. Это есть один из факторов сохранения объема вещества в природных термоди-

намических системах. Подобным образом растут гигантские по размерам кристаллы минералов. Это свидетельствует о том, что крупные кристаллы минералов растут длительное время из слабонересыщенных растворов – на грани равновесия. Растут как от центра зародившегося кристаллика на периферию, так и от эквипотенциально замкнутой поверхности раствора внутрь замещаемого контура будущего кристалла (рис. 8–10) [16]. В этом случае вначале образуется внешний каркас, который постепенно зарастает массой минерала, оставляя заливы, бухты и лагуны недозамещённой исходной массы. В случае кристаллизации минерал заранее готовит устойчивый “двор”, в котором “под его охраной” будет расти крупный кристалл. В нашей катаклазированной дайке цоизит во многих случаях сначала формирует внешний кристаллический каркас, затем заполняет его кристаллизующейся более рыхлой массой цоизита (рис. 2, 8).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кластические и псевдкластические дайки и трубки, как и пластовые их тела, имеют значительное развитие, особенно на рудных полях эндогенных месторождений. Попытка многих геологов объяснить происхождение “обломков” и “галеk” традиционно,

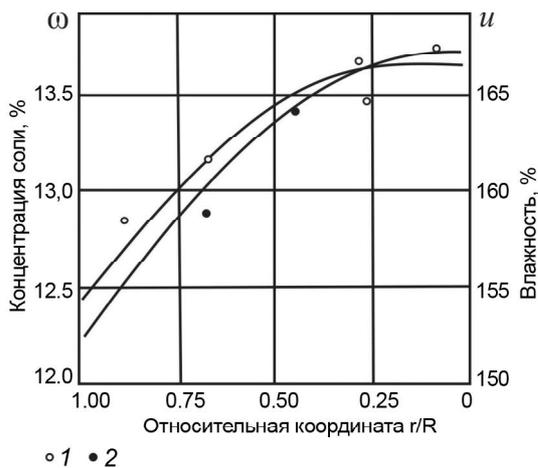


Рис. 7. Кривые распределения влажности и концентрации соли в торфе при его нагревании [6].

1 – концентрация соли; 2 – влажность торфа; R – радиус шара; r – расстояние от центра шара до места взятия пробы.

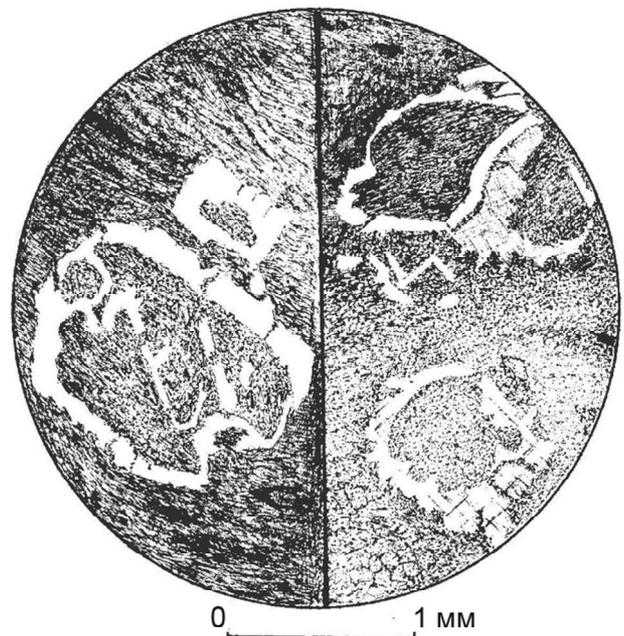


Рис. 8. Футлярные порфиробласты микроклина в серицитизированных известняковых тектоно-метасоматических брекчиях (Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение, Забайкалье).

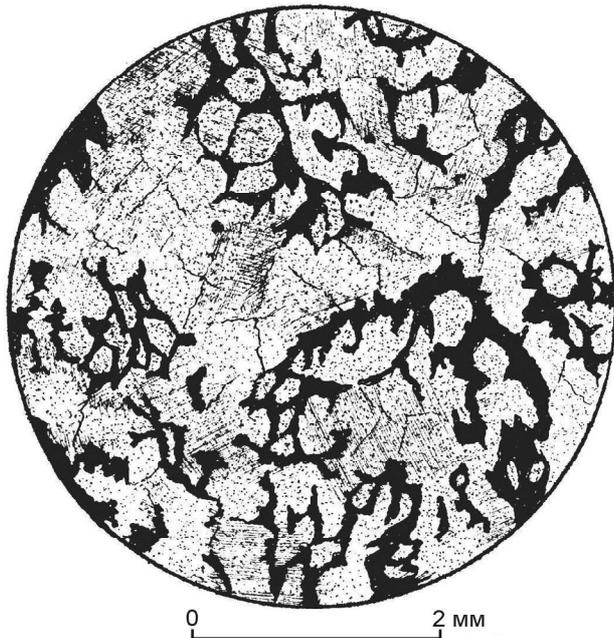


Рис. 9. Дендритовидный метасоматический микроклин, прорастающий между зернами кальцита в мраморизованном известняке, – начальная стадия формирования скелетных порфиробластов. Такие метасоматиты обычно принимаются за известковистые туффиты (Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение, Забайкалье).

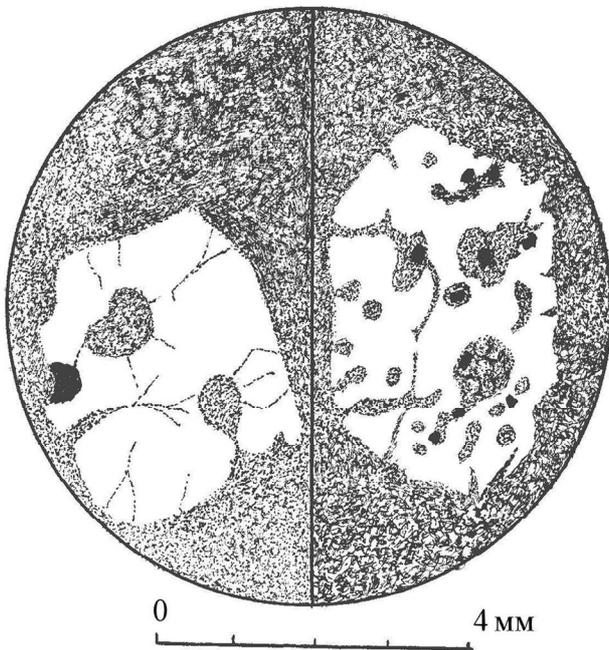


Рис. 10. Недооформленные порфиробласты кварца с включениями и заливами основной массы в окварцованных и серицитизированных известняковых тектоно-метасоматических брекчиях (Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение, Забайкалье).

Подобные кристаллы бывают не только при росте, но также при коррозии и плавлении магматических пород.

как результат механического дробления и окатывания [7, 9, 12, 14, 18], не находит подтверждения фактами. Познание механизмов их формирования лежит в области коллоидной химии, занимающейся дисперсными системами и поверхностными явлениями на разделе фаз. Известное учение о метасоматизме в основном сосредоточено на объемных фазах растворов, фильтрующихся в горных породах, в крупных метасоматических системах, мало касаясь фрагментарных, входящих в них.

Нашими исследованиями установлено, что рассматриваемая дайка катаклазированных габбро-порфиритов метасоматически преобразована щелочными постмагматическими растворами с калием и кальцием во вполне подвижном состоянии, привносимыми из внешней среды и замещаемой дайкой. В результате возникли метасоматиты с перераспределением вещества между более проницаемой (катаклазированной) частью породы и сохранившимися от катаклаза, более крупными межтрещинными фрагментами. В наиболее проницаемой катаклазированной (основной) массе проявился инфильтрационный, а в межтрещинных фрагментах, как наиболее крупных тонкопористых и менее проницаемых участках с застойными растворами, – диффузионный метасоматоз. Инфильтрационная часть породы заместилась преимущественно актинолитом, а диффузионная – преимущественно цоизитом. Некоторые наиболее крупные фрагменты на периферии сложены микрзернистым цоизитом, а в центре – микрзернистым мусковитом.

Таким образом, изученная горная порода представляет собой продукт фрагментарного метасоматоза – тектоно-метасоматическую брекчию, развившуюся в анизотропно проницаемой среде – катаклазированной дайке габбро-порфиритов.

Цоизитовые класты могут формироваться соразмерно и по крупным зернам плагиоклаза. Но в нашем случае размеры кластов достигают 70 мм в поперечнике, а таких порфировидных обособлений нами, в данном случае, не встречалось. Да и грани кристаллов цоизита развиваются явно не по контактам плагиоклазовых зерен.

Некоторые крупные диффузионные цоизитовые фрагменты частично оконтурены кристаллографическими гранями. В основном же границы цоизитовых фрагментов овальные, а мелких – неправильной формы. Диффузионно замещаемые межтрещинные фрагменты стремились образовать более равновесные с вмещающей средой крупнокристаллические формы (шестигранные призмы). Кристаллическая

огранка более устойчива во вмещающей агрессивной среде, чем рыхлый материал. Природа стремится сохранить создаваемый ею объем вещества, образуя круглую или ограниченную форму.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахова Н.В., Колесник О.Н. Акцессорные металлы в железо-марганцевых корках хребта Галагана (Японское море) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 6. С. 96–108.
2. Дерягин Б.В., Чураев Н.В., Муллер В.М. Поверхностные силы. М.: Наука, 1985. 399 с.
3. Коржинский Д.С. Теоретические основы парагенезиса минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
4. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 109 с.
5. Лучицкий В.И. Петрография. Т. 1. М.: Госгеоллит, 1947. 332 с.
6. Лыков А.В. Явления переноса в капиллярно-пористых телах. М.: Изд-во Гостехтеормет, 1954. 296 с.
7. Мерлич Б.В. Эксплозивные и брекчиевые дайки в Закарпатье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 3. С. 46–57.
8. Метасоматизм и метасоматические породы / В.А. Жариков, Л.П. Русинов, А.А. Маракушев и др. М.: Науч. мир, 1998. 489 с.
9. Портнов А.М. О возможном гипогенном происхождении конгломератов Витватерсранда // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1988. № 10. С. 49–53.
10. Поспелов Г.Л. О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального промачивания при их образовании // Физико-химические проблемы формирования горных пород. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 129–151.
11. Трухин Ю.П. Поровые растворы и причины неоднородности их химического состава (на примере гидротермальных месторождений Камчатки) // Проблемы поровых растворов в геологии. Минск: Наука и техника, 1973. С. 169–172.
12. Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. М.: Наука, 1984. 192 с.
13. Фролов Ю.Г. Курс коллоидной химии. Поверхностные явления и дисперсные системы. М.: Химия, 1982. 400 с.
14. Холодов В.Н., Реймов М.Р., Дайникова О.А. О кластических дайках Северного Приаралья // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 2. С. 195–202.
15. Царев Д.И. Фрагментарный метасоматоз // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1987. С. 13–19.
16. Царев Д.И. Метасоматизм. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2002. 314 с.
17. Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М.: Гос. науч.-техн. изд-во лит-ры по геологии и охране недр, 1956. 248 с.
18. Щеглов А.Д. О генезисе золоторудных месторождений района Витватерсранд (ЮАР) // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 1. С. 79–82.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

D.I. Tsarev, A.A. Batueva, S.V. Kanakin

Metosomatic transformation of gabbro-porphyrite dike

Endogenic clastic dykes and tubes are more often considered to be eruptive and explosive. It is supposed that while moving from the depth rock debris have been rounding taking the form of pebbles. It is hardly to imagine how under a short process, as an explosion, rock debris could be rounded and take the form of pebbles. Some geologists consider that explosive pebble dykes and tubes have been formed as a result of fluid turbulence in the earth's crustal cavities. At the same time, fragments of the mountain rocks elevated, rolled and rounded. rounding rock debris in the cavities of the earth's crust under fluidization. In any case rounding rock debris is a mechanical process.

This work is an evidence of an example of isotropic dyke clasts formation by a tectono-metasomatic way.

Keywords: fragmental metasomatism, fluidization, solubility, infiltration and diffusive emplacement, Eastern Sayan.