

ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ И ВОПРОСЫ РУДОГЕНЕЗА

Б.М. Тишкин, Л.Н. Хетчиков, Т.Б. Афанасьева, Д.К. Кокорина, А.М. Кокорин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Проведено сопоставление степени кристаллического совершенства (СКС) кварца из жил золоторудных месторождений с температурами декрепитации, гомогенизации газовой-жидких включений в нем и с химическим и минеральным составом кварцево-жильных агрегатов. Аналогичная работа была проведена также с монокристаллом кварца. Выявлено, что на величину СКС кварца оказывали значительное влияние состав субстрата, из которого кристаллизовался и перекристаллизовывался кварц, и мощность теплового поля, создаваемого жилами и вмещающими породами. Намечены две тенденции в изменении степени кристаллического совершенства в зависимости от температуры: обратная – для кварцево-жильных агрегатов, претерпевших перекристаллизацию, и прямая – для монокристаллов кварца. Это связано с проявлением двух механизмов образования кварца: I – путем раскристаллизации и перекристаллизации рудонесущих полимеризованных в той или иной степени силикатных флюидных расплавов (раствор-расплавов), которые в ряде случаев проходили стадию гелеобразования; II – из гидротермальных растворов. Первый механизм характерен для образования массивного кварца жил выполнения, а второй – для образования друз, "присыпок", псевдоморфоз и др.

В предложенной модели дифференциации магм в геодинамическом поле предусматривается, что рудогенерация начинается при субликвидусных температурах расплава при его вязком течении, с образованием расслоенной структуры в магматическом очаге. Последовательная разгерметизация такого очага в ходе тектонического процесса обуславливает последовательное заполнение трещин расплавами, по составу соответствующими составу слоев магматической камеры. Движение расплава по трещинам может сопровождаться дальнейшей его дифференциацией. В рамках этой модели находят объяснение стадийность оруденения, его соотношения с дайками, в том числе основного состава. Открываются новые возможности прогноза экономических параметров минерализации по данным о химическом составе рудных жил.

Ключевые слова: кварц, перекристаллизация, температуры, механизмы образования, модель дифференциации и рудогенерации.

ВВЕДЕНИЕ

Признаки процессов перекристаллизации кварцево-жильного вещества относительно часто встречаются на месторождениях различных формаций [4, 5, 28 и др.]. Однако, как нам кажется, этому явлению в настоящее время уделяется недостаточно внимания. Представляется, что ответы на вопрос о факторах, контролирующих эти процессы, должны в определенной степени облегчить получение ответов на вопросы, касающиеся рудогенерации, агрегатного состояния рудообразующего вещества, оценки его температур в магматическом очаге и др.

В работах [35, 36, 48] было обосновано предположение о том, что на некоторых месторождениях на-

чальные температуры рудообразующего вещества могли быть сопоставимы с температурами магматических расплавов. При этом измеряемые температуры характеризуют эпигенетические превращения (рекристаллизацию, перекристаллизацию) жильного вещества [35, 36]. В предлагаемой статье, которая является развитием цитированных работ, на примере золоторудных месторождений рассматриваются изменения температур преобразования кварцево-жильных агрегатов в зависимости от их состава, в сравнении со степенью кристаллического совершенства (СКС). Полученные результаты сопоставляются с данными по термобарометрии и СКС для монокристаллов кварца. Рассматривается возможный вариант генерации "типично гидротермального" оруденения в ста-

дию дифференциации субликвидусного магматического расплава по типу расслоенных интрузий, что позволяет, в частности, с учетом стадийности развития структур месторождений объяснять устойчивые в пространстве–времени ассоциации “низкотемпературного” оруденения с дайками пестрого состава (от аплитов до диабазов). При этом модель остывающего магматического очага характеризует частный случай процесса рудогенерации.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Были изучены кварцы из золоторудных месторождений жильного типа, проявленных в разных геологических условиях и имеющих различный возраст. Изучение строения, минерального состава и флюидных включений в кварцево-жилых агрегатах проводилось по шлифам, аншлифам и пластинам с зеркальным отражением. Температурные условия образования агрегатов оценивались методом декрепитации на установке ВД-2. Данные декрепитации приводились к виду $\Delta T = T_{\text{нач}} - T_{\text{конеч}} (T_{\text{нач}}, T_{\text{конеч}} - \text{начальные и конечные температуры декрепитации, включая диапазон температур } \alpha \rightarrow \beta \text{ перехода кварца})$. При этом параметр ΔT рассматривался нами, в первом приближении, как функция относительного времени формирования кварцево-жилых агрегатов в остывающем тепловом поле, создаваемом вмещающими породами и жильным выполнением. Кроме того, были проведены определения температур гомогенизации в кристалле кварца в направлении его роста.

Упорядоченность структуры на уровне кристаллических ячеек и их блоков контролируется скоростью кристаллизации кварца и вхождением в структуру различных элементов-примесей, таких как литий, алюминий, натрий [48]. Степень кристаллического совершенства (СКС) кварца, которая служит мерой упорядоченности структуры, определялась на дифрактометре ДРОН-3 (монохроматическое $\text{CuK}\alpha$ излучение) по известной методике [47]. В качестве эталона использовался пьезокварц, синтезированный во ВНИИСИМСе.

Химический состав кварцево-жилых агрегатов определялся методом мокрой химии и атомной абсорбции, далее рассчитывался модуль, который может, с известной степенью приближения, рассматриваться как мера оценки основности (кислотности) руд:

$A^* = (\text{рудные} + \text{петрогенные} + \text{флюидные компоненты}) / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{P}_2\text{O}_5)$, при этом сумма в химическом анализе принималась за 100%. Это обусловлено трудностями получения качественного химического анализа при наличии сульфидов в рудах. Поэто-

му предполагалось, что недостающая часть суммы относится к сульфидной составляющей. При полном химическом анализе ряда проб это предположение подтвердилось.

Состав газовой составляющей определялся на хроматографе Chrom-4.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Кировское золоторудное месторождение [12, 13] сформировано в среднеглубинных условиях и приурочено к эндо-, экзоконтакту раннемелового гранитоидного массива. Оруденение представлено следующими минеральными ассоциациями (по геологическим наблюдениям от ранних к поздним): 1 – турмалин-магнетитовая, 2 – существенно кварцевая, 3 – кварц-висмутин-халькопиритовая, 4 – кварц-пирит-арсенипиритовая, 5 – кварц-полиметаллическая, 6 – кварц-антимонитовая, которые пространственно тесно ассоциируют с дайками пестрого состава. Возраст интрузива и даек, определенный К-Аг методом, по данным Г.Г. Дук [16] и Л.П. Гурова [12, 13] варьирует в пределах 110–140 млн лет (интрузив) и $110 \pm 10 - 20 \pm 15$ млн лет (дайки). Возраст оруденения, определенный Rb-Sr методом по мономинеральным фракциям кварцевых жил, составляет [24]: 131, 128 и 126 ± 8.8 млн лет, соответственно для кварц-карбонат-полиметаллической, кварц-пирит-арсенипирит-халькопиритовой и кварц-золото-висмутовой минеральных ассоциаций, выделенных авторами цитируемой работы.

Нами были отобраны образцы кварцево-жилых агрегатов из жил с различными минеральными ассоциациями в эндоконтактовой части интрузива, при детальном изучении которых в прозрачных шлифах устанавливается [35] достаточно широкое проявление процессов их эпигенетических превращений. Это выражается в перекристаллизации с образованием “пятнистых структур” (по Н.В. Петровской), замещением бурого зонального кварца прозрачным, укрупнением кристаллов, иногда с сохранением следов первичного полосчатого, колломорфного строения, которое выражено в ориентированном расположении скоплений темного пылевидного вещества в кварце. В ряде случаев встречаются деформационные структуры перекристаллизации. При этом масштабность и скорость, если за меру скорости этих процессов принимать изменение величины температуры гомогенизации, обнаруживает определенную корреляцию с изменением состава кварцево-жилых агрегатов (наличие сульфидов, карбонатов, их состав, количество). Интересно также, что температуры, определяемые по некоторым сульфидным термометрам

(до 550°C), оказываются выше температур, оцениваемых методом гомогенизации (максимальные – 400–470°C).

Родниковое золото-серебряное месторождение (юг Камчатки) находится в пределах интрузива, преимущественно диоритового состава. Его возраст, определенный К-Аг методом составляет 8,2–8,4 млн лет, тогда как возраст оруденения по Аг-Аг датировкам – 0,5–0,6 млн лет [46]. Изученный халцедоновидный кварц (образец любезно предоставлен А.В. Зиньковым) в штуфе имеет массивную, колломорфно-полосчатую текстуру, выраженную в чередовании полос черного и белого цвета. В шлифах видно, что полосы сложены крипто-, тонкозернистым кварцем.

Незаметное золото-вольфрамовое месторождение [23] локализовано в небольшом (площадь около 0,02 км²) штоке гранит-порфиров мелового возраста. Рудные тела представлены многочисленными жилами и прожилковыми зонами, не выходящими за пределы штока. Кварц в жилах молочно-белый сливной, средне-, крупнозернистый, с вольфрамитом, сульфидами и золотом.

Золоторудное месторождение Пионер (Благodatное) [23] локализовано в ороговикованных алевропесчаниках в экзоконтакте крупного гранитоидного массива позднемелового возраста. Рудные тела – минерализованные зоны дробления, кварцевые

жилы – сопровождаются многочисленными дайками пестрого состава позднемелового возраста. Кварц в жилах преимущественно молочно-белый, средне-, мелкозернистый, иногда с реликтами полосчатости, присутствует небольшое количество сульфидов (1–2 %) и карбонатов.

Золоторудное месторождение Оемку [23] локализовано в раннемеловых толщах переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев, подвергшихся различной степени ороговикованию, и приурочено к ядру антиклинали, которая протягивается в северо-северо-восточном направлении. Рудные жилы приурочены главным образом к послонным срывам. С востока и запада на расстоянии 10–15 км проявлены массивы интрузивных пород (от габбро до гранитов) позднемелового и палеогенового возраста. На площади рудного поля известны немногочисленные дайки пестрого состава и штоки гранитов. Возраст месторождения, согласно Д.Н. Таюрскому и др. (1968 г), принимается как позднемеловой. Кварц в жилах представлен главным образом молочно-белыми разнозернистыми, пластинчатыми, шестоватыми разновидностями. В жилах, кроме сульфидов (до 2–3%), присутствуют, в основном, полевой шпат и карбонаты.

Характеристика образцов изученного кварца, их химический и флюидный состав приводятся в табл. 1, 2, 3.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Таблица 1. Характеристика образцов кварца из жильного выполнения золоторудных месторождений.

№ образца	Структурно-текстурные и минералогические особенности	СКС	ΔТ	А*
1	2	3	4	5
<i>Кировское месторождение (Амурская обл.)</i>				
БК-1-А	Текстура полосчатая с фестончатыми изгибами, кварц мелкозернистый – в зальбанде темного цвета, в центральной части молочно-белый; в шлифах – полосчатость, в виде тонких темных скоплений вещества в кристаллах кварца, проявляется независимо от его размеров (реликты первичной полосчатости); рудные: вкрапленность пирита и арсенопирита.	63,0	340	15,1
БК-4	То же; в приконтактной части полости отслоения; рудные, от зальбанда к центру: халькопирит (висмутин)–халькопирит (арсенопирит, пирит)–арсенопирит (халькопирит, пирит).	59,0	350	19,4
БК-6	Текстура массивная; кварц криптокристаллический с включениями карбоната.	44,0	360	28,8
БК-8-1	Внутренняя часть жилы, кварц зональный; рудные: арсенопирит, сфалерит, пирит.	77,5	360	25,8
БК-8-2	Промежуточная часть жилы; кварц зональный.	74,4	380	9,5
БК-8-3	Зальбанд; кварц молочно-белый с карбонатом; рудные: золото, сфалерит, пирит, арсенопирит, висмутин.	79,2	350	13,1
БК-9	Текстура массивная; среди преобладающей массы сульфидов включения прозрачного средне-, мелкозернистого кварца; рудные: галенит, сфалерит, арсенопирит, буланжерит и др.	70,0		
БК-11	Кварцевая брекчия с кварц-сульфидным цементом; кварц криптозернистый; рудные: пирит, арсенопирит, сфалерит.	59,0	350	46,4
БК-13	Кварцевая брекчия с сульфидным цементом; кварц сахаровидный средне-, крупнозернистый; рудные: пирит, арсенопирит.	73,0		
БК-16	Кварц молочно-белый массивный средне-, мелкозернистый; рудные: висмутин, халькопирит, золото.	69,0	420	5,2

Таблица 1. (Продолжение).

1	2	3	4	5
БК-19	Кварц от крупнозернистого молочно-белого до мелкозернистого прозрачного; рудные: сульфосоли висмута, блеклые руды, золото.	82,0	340	8,7
БК-19-1	Кварц прозрачный.	94,2		
БК-19-2	Кварц молочно-белый.	91,0	350	
БК-20-А2	Молочно-белый кварц из центральной части жилы; рудные: вкрапленность халькопирита и скопления золота.	65,0	420	15,4
БК-20-А3	Кварц молочно-белый до серого прозрачного, из зальбанда, с вкрапленностью арсенопирита, висмутина, золота.	59,0	500	9,5
БК-20-А4	Кварц молочно-белый до водяно-прозрачного из центра жилы с крупными скоплениями халькопирита с карбонатом и золотом.	76,0	420	158,3
БК-20-А5	Кварц молочно-белый до водяно-прозрачного из зальбанда; рудные: крупные кристаллы висмутина, золото.	70,0	460	16,6
БК-35	Кварц крупно-, среднезернистый сахаровидный с вкрапленностью карбоната; рудный висмутин, золото.	76,0	350	3,2
БК-45	Кварц сахаровидный крупно-, среднезернистый с включениями карбонатов; рудные: висмутин – в зальбанде, вкрапленность халькопирита, золота.	87,0	360	2,2
БК-45-1	Прозрачный кварц.	92,0		
БК-45-2	Молочно-белый кварц.	83,0		
БК-157-2	Крупнозернистый молочно-белый кварц с зонкой темно-серого кварца в центральной части жилы.	87,0	360	3,9
БК-157-1	Кварц молочно-белый из зальбанда.	76,0	360	6,4
БК-182	Кварц криптозернистый с колломорфной текстурой.	33,6	520	25,5
БК-183-1	Кварц от молочно-белого до темно-серого с бурыми овоидами из центра жилы; рудные: редкая вкрапленность арсенопирита.	82,0	340	4,1
БК-183-2	Кварц от прозрачного до молочно-белого, из зальбанда жилы, присутствует карбонат, серицит; рудные: обильные выделения арсенопирита, пирита.	90,0	520	39,7
БК-270	Кварц мелкозернистый сахаровидный.	83,0	440	1,9
БК-272	Кварц мелкозернистый молочно-белый.	69,0	510	2,8
БК-275	Кварц мелкозернистый молочно-белый.	84,0	460	2,5
<i>Родниковое месторождение (Камчатка)</i>				
Р-1	Текстура колломорфная, полосчатая с чередованием полос кварца черного и белого цвета.			
Р-1Ч	Черный халцедоновидный кварц.	42,2	520	3,4
Р-1Б	Белый халцедоновидный кварц.	35,1	480	5,4
<i>Месторождение Незаметное (Приморье)</i>				
БН-3	Кварц молочно-белый с массивной текстурой; рудные: блеклые руды (?).	65,0	260	
БН-5	Кварц темно-серый сливной.	51,0	440	
БН-8	Кварц молочно-белый сливной.	61,0	340	
<i>Месторождение Пионер (Приморье)</i>				
БН-58	Кварц молочно-белый сливной с полосами отслаивания.	70,0	400	
БН-77	Кварц молочно-белый с карбонатом; рудные: пирит.	66,0	400	
БН-82	Кварц молочно-белый крупнокристаллический с зонами водяно-прозрачного, черного кварца. В зальбанде скопления карбоната.	53,0		
БН-120	Полосчатый халцедоновидный кварц.	36,0	470	
БН-150	Кварц молочно-белый крупнозернистый.	47,0	360	
<i>Месторождение Оемку (Хабаровский край)</i>				
БК-154	Кварц молочно-белый сливной.	64,0	220	

1. Кварцево-жильные агрегаты. Как можно видеть из приводимых данных, рассматриваемые месторождения формировались в различающихся по мощности тепловых полях, т. е. по предполагаемой величине значений температур и продолжительности их поддержания в рудоподводящих и вмещающих толщах. Мощность теплового поля во время формирования кварцевых жил Кировского месторождения являлась максимальной (формирование жил в отно-

сительно крупном остывающем интрузиве), а Родникового – минимальной (формирование жил в холодном интрузиве). Кварц месторождения Незаметного, жилы которого образовались в небольшом остывающем штоке, и кварц жил месторождений Пионер и Оемку, сформировавшихся в роговиках, занимают промежуточное положение (рис.1).

Средняя скорость изменения степени кристаллического совершенства кварца для месторождений,

Таблица 2. Результаты силикатного анализа руд и метасоматитов.

N п/п	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	mm	P ₂ O ₅	Сумма
1	БК-1-А	86,05	0,03	0,76	6,00	1,17	0,02	0,35	0,16	0,03	0,11	0,06	-	3,04	0,08	97,86
2	БК-4	82,90	0,06	0,66	7,05	1,95	0,05	0,25	0,53	0,02	0,08	0,32	-	4,64	0,19	98,70
3	БК-6	73,80	0,15	3,64	0,50	1,69	0,10	1,27	8,85	0,03	0,61	0,11	-	8,73	0,19	99,67
4	БК-8*1	78,92	0,02	0,42	4,65	2,82	0,10	0,61	1,03	0,24	0,20	0,16	0,60	4,62	0,17	94,56
5	БК-8*2	90,84	0	0,35	2,87	1,86	0,05	0,23	0,97	0,10	0,08	0,27	0,19	1,37	0,17	99,35
6	БК-8*3	87,33	0,01	1,00	1,43	1,73	0,11	1,08	2,01	0,10	0,36	0	0,78	1,95	0,08	97,97
7	БК-9	35,60	0,10	1,32	24,04	2,81	0,04	0,38	0,35	0	0,30	0,36	-	24,86	0,63	90,79
8	БК-11	66,20	0,02	1,70	9,84	0,76	0,03	0,47	0,16	0,03	0,33	0,42	1,43	5,52	0,11	87,02
9	БК-13	57,34	0,01	0,80	18,19	1,76	0,02	0,12	0,51	0,33	0,26	0	1,28	16,26	0,32	97,20
10	БК-16	94,77	0,01	0,30	0,06	0,59	0,02	0,58	0,8	0,03	0,08	0	0,18	0,55	0,02	97,99
11	БК-19	91,64	0,01	0,30	1,27	0,47	0,03	0,34	0,22	0,03	0,06	0,07	0,52	0,16	0,04	95,16
14	БК-20-А2	86,19	0,04	0,36	2,36	2,63	0,03	0,60	1,17	0,13	0,10	0	0	1,37	0,08	95,06
15	БК-20-А3	90,03	0,07	1,22	1,08	2,04	0,03	0,56	1,10	0,10	0,61	0	0,18	1,02	0,10	98,14
16	БК-20-А4	37,28	0,03	1,21	26,12	2,73	0,05	1,46	2,38	0,10	0,14	0,28	0,27	14,15	0,23	86,43
17	БК-20-А5	84,60	0,04	1,00	0,51	2,00	0,03	0,82	1,48	0,20	0,49	0,07	0,30	2,29	0,16	93,99
18	БК-35	96,53	0,01	0,43	0,31	0,66	0,02	0,04	0,61	0,02	0,08	0	0,72	0	0,03	99,46
19	БК-45	97,60	0,06	0,16	0	1,26	0,03	0,13	0,35	0	0,02	0	-	0	0,13	99,74
22	БК-157*1	93,70	0,02	0,29	0,52	2,08	0,03	0,22	1,07	0,05	0,05	0	0	0,76	0,03	98,82
23	БК-157*2	95,92	0,01	0,31	0,33	1,35	0,02	0,36	0,48	0,06	0,05	0	0,53	0	0,03	99,45
24	БК-182	72,17	0,19	7,42	0,75	0,65	0,06	0,82	7,35	0,23	1,19	0,3	0,60	6,25	0,09	98,07
25	БК-183*1	95,52	0,03	0,48	0,95	0,75	0,02	0,34	0,47	0,15	0,16	0,45	0	0	0,05	99,37
26	БК-183*2	69,87	0,05	1,51	12,16	1,07	0,03	0,44	0,92	0,31	0,70	0	0,31	9,75	0,22	97,34
27	БК-270	97,80	0,05	0,14	1,02	0,87	0	0,37	0	0,04	0,06	0,04	0	0	0,16	100,55
28	БК-272	97,10	0,05	0,04	0	1,10	0	0,49	0,17	0,04	0,06	0	0,76	0	0,12	99,93
34	Р-1Б	94,23	0	0,66	0,26	0,82	0,01	0,44	1,61	0,44	0,41	0,17	0	0,44	0,02	99,51
35	Р-1Ч	95,89	0,08	0,81	0,28	0,25	0,02	0,24	0,34	0,47	0,34	0,07	0	1,08	0,05	99,92
36	БК-20м-А3	43,70,	1,08	17,85	2,16	4,88	0,05	4,70	2,74	0,51	7,26	0,86	2,86	8,15	0,31	97,11
37	БК-20м-А5	46,40	1,06	17,69	1,21	5,24	0,05	5,31	2,56	0,49	7,47	1,05	1,90	10,67	0,33	99,53

Примечание. 1–35 – руды; 36, 37 – метасоматиты по диоритам; прочерк – не обнаружено; анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН Л.А.Козловой.

Таблица 3. Содержание газов (ммоль/кг) в образцах кварца.

№ п/п	№ образца	H ₂	N ₂	CH ₄	CO	CO ₂	H ₂ O
1	БК-8-1	-	0,74	0,17	0,26	6,04	7,10
2	БК-8-2	-	0,75	0,07	0,08	3,49	45,96
3	БК-8-3	0,87	0,90	0,32	0,43	19,21	39,98
4	БК-19	-	0,16	-	0,09	1,53	22,94
5	БК-19-1	-	1,12	0,01	0,37	1,39	21,34
6	БК-20А-2	-	1,56	0,12	0,38	7,63	18,65
7	БК-20А-3	-	1,10	0,10	0,35	9,39	30,63
8	БК-20А-4	-	0,87	0,04	0,07	4,20	45,60
9	БК-35	-	0,71	-	0,39	11,50	32,20
10	БК-45	-	0,77	0,20	0,06	5,64	25,02
11	БК-45-1	-	2,16	0,62	2,46	6,01	47,93
12	БК-45-2	-	0,74	0,24	0,29	4,96	22,49
13	БК-157-1	-	0,48	-	0,13	1,37	75,19
14	БК-157-2	-	1,58	-	0,34	1,35	58,43
15	БК-182	0,66	0,43	0,22	1,00	6,07	82,59
16	БК-183-1	-	1,19	0,17	0,76	4,88	61,24
17	БК-183-2	-	0,76	0,07	0,21	4,08	14,44
18	БК-275	-	0,87	-	0,33	0,67	71,88

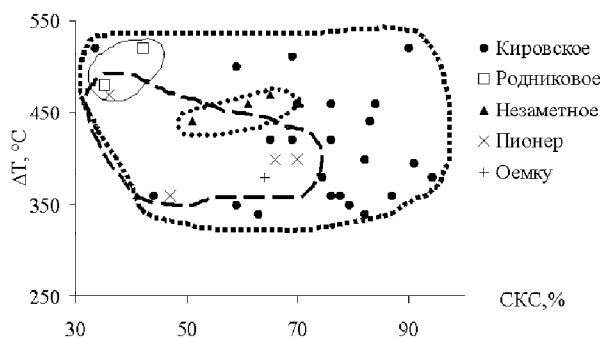


Рис. 1. Положение фигуративных точек кварца различных месторождений на диаграмме ΔТ – СКС.

как тангенс угла наклона графика в координатах ΔТ-СКС, показана на рисунке 2. Как видно, кварцевожильные агрегаты Кировского месторождения имеют максимальную скорость, а Родникового – минимальную.

Следует отметить, что в штуфах, отобранных из разных жил, параметр СКС/ΔТ не обязательно должен оставаться одинаковым, как и диапазон изменения СКС и ΔТ (рис. 3). В первом приближении это можно объяснить индивидуальными характеристиками теплового поля вокруг жил. Однако даже в одном штуфе (БК-20А) кварц как из зальбанда, так и из центра может обнаруживать различные значения СКС (табл.1). При этом наблюдаются различия в значениях ΔТ и в химическом составе жильных агрегатов, а также измененных вмещающих пород (БК-20А, зальбанд; табл. 2). Последнее обстоятельство, вероятно, указывает на неоднородность состава флюида на кон-

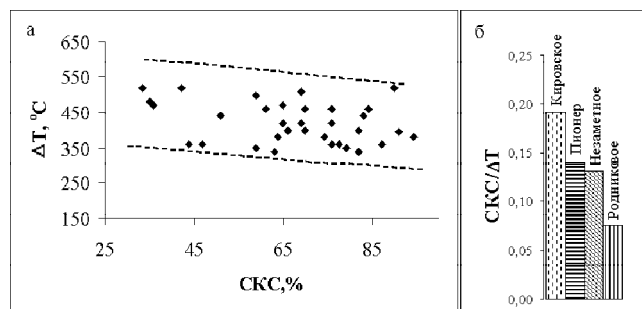


Рис. 2. Зависимость изменения СКС от ΔТ на сводной диаграмме (а) и по месторождениям (б).

такте с различными по составу агрегатами, приводившего к метасоматозу вмещающих пород. Об этом также свидетельствуют данные газовой хроматографии жильного кварца в зависимости от минерального и химического состава агрегатов (табл. 3, 1). Например, можно видеть значительные различия в содержаниях воды и азота в кварце из центра жилы (БК-20А-2 и БК-20А-4) в ассоциации с разными минералами. Кварц из зальбанда (БК-20А-3) показывает промежуточные значения содержаний этих компонентов. В образце БК-8 отмечены существенные различия в содержаниях H₂O, CO₂, CO, CH₄. Похожие различия характерны и для других образцов кварца.

Кроме того, наблюдается как увеличение степени кристаллического совершенства кварцевых агрегатов в направлении “зальбанд–центр”, что отмечалось в работе [49], так и нарушение такого порядка. Все это, свидетельствует о том, что кроме мощности

теплового поля на скорость изменения СКС влияет также состав жильного вещества. В пользу этого свидетельствует также и то, что максимальные значения СКС устанавливаются по падению жил в их срединной части, где мощность жил максимальна. К этому максимуму приурочен и максимум содержания золота на фоне изменения концентраций петрогенных и флюидных компонентов [48, 49].

Экспериментально для гелей сульфидов при комнатной температуре было показано [22], что присутствие в системе хлоридов кальция и натрия (около

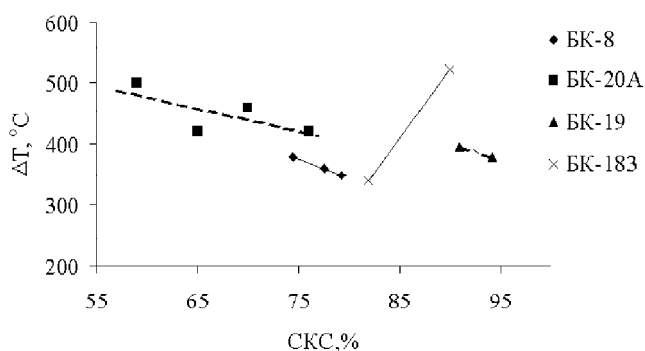


Рис. 3. Изменение СКС в зависимости от ΔT в поперечном разрезе кварцевых жил, прослеженное в пределах одного штуфа.

0,25 % массы) сокращает время их раскристаллизации и интенсифицирует процессы перекристаллизации. Увеличение температуры ускоряет образование кристаллических агрегатов. Превращение аморфного кремнезема в кристаллический форсируется в присутствии примесей (например, кристаллов сульфидов), которые могут служить центрами кристаллизации. Содержание в силикагеле 5 мол. % оксидов щелочных металлов при 700°C вызывает его кристаллизацию в течение первых часов [1]. В то же время, химические элементы и соединения (в том числе флюидные компоненты), способствующие раскристаллизации и перекристаллизации кремнисто-сульфидных соединений, при некоторых содержаниях могут препятствовать этому процессу [1, 33]. Из этого следует, что кристаллическое совершенство кварца в температурном поле должно нелинейно зависеть от состава силикатной системы.

На рис. 4 показана зависимость степени кристаллического совершенства кварцевых агрегатов от ΔT и состава, выраженного через параметр A^* (основность руд). Как видно, СКС при разных ΔT имеет три выраженных минимума при A^* равном около 30, 20, 5 и три максимума ($A^* \sim 2, 5$ и >40). Вместе с тем, видно, что при одинаковых значениях ΔT и различных A^* степень кристаллического совершенства может принимать как максимальные, так и минимальные значения. Сопоставление содержаний отдельных петрогенных компонентов (например, суммы щелочей) с СКС по отдельным штуфам, по которым были

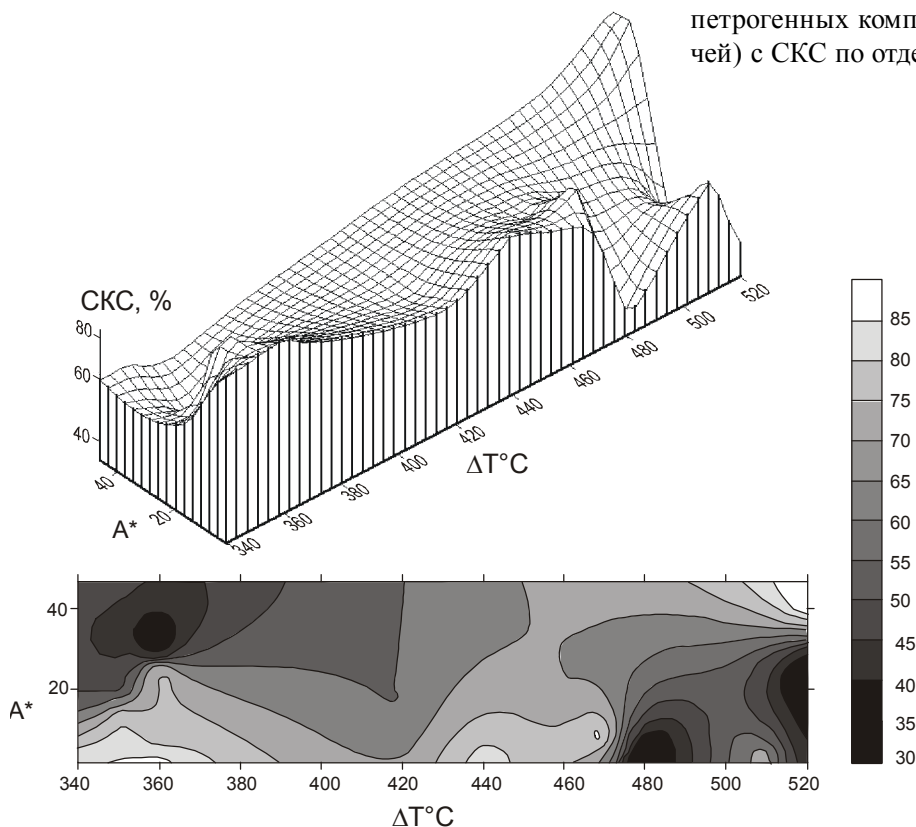


Рис. 4. Изменение СКС агрегатов кварца месторождений в зависимости от ΔT и A^* .

выполнены разрезы, показало, что зависимость между ними может быть как прямой, так и обратной.

II. Монокристалл кварца. Все это время речь шла об особенностях кварцево-жильных агрегатов, в которых в той или иной степени фиксировались процессы его эпигенетических превращений (перекристаллизации). В связи с этим интересно было посмотреть, как меняются СКС и температуры в монокристаллах кварца. В публикациях [48, 49] было показано, что в монокристалле СКС возрастает с падением температуры гомогенизации, в приводимом случае – в направлении от основания к головке кристалла. Мы провели такую работу с кристаллом кварца одного из месторождений хрустала Алдана. Он состоит из двух частей: в основании кристалла – прозрачный кварц (1) светло-серого цвета размером 4.5 см по оси “с”, на грани пирамиды которого нарастает прозрачный кварц (2). Общая длина кристалла 9.5 см. В кварце 1 визуально устанавливаются газожидкие включения, тогда как в кварце 2, при использованных увеличениях, включений, пригодных для замера температур гомогенизации, не обнаружено. Замеры СКС выполнялись по участкам кварца 1 и 2. Выяснилось, что СКС как в кварце 1, так и в кварце 2 уменьшается от основания к головке. И в целом, по всему кристаллу происходит уменьшение СКС в этом же направлении: 112, 99 (кварц 1), 102, 95 (кварц 2). Кроме того, в кварце 1 уменьшение СКС происходит на фоне уменьшения средних температур гомогенизации (учитывались первичные и вторичные газожидкие включения), т.е. наблюдается прямая зависимость (рис. 5). Признаков перекристаллизации в этом кварце в шлифах не наблю-

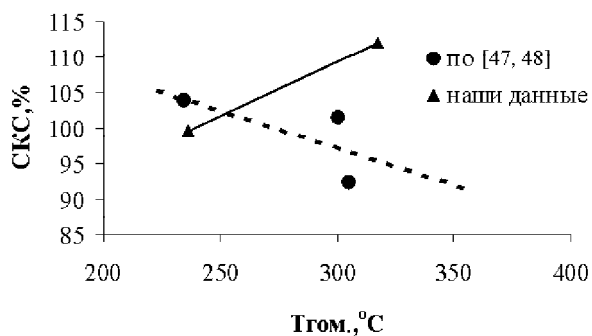


Рис. 5. Зависимость СКС от средней температуры гомогенизации газожидких включений в монокристаллах кварца (здесь нами в качестве эталона использовался кварц БК-19-2).

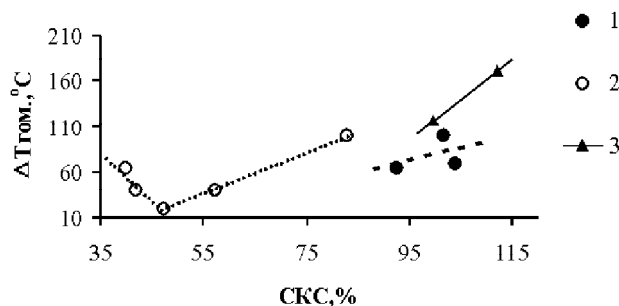


Рис. 6. Зависимость СКС от интервала температур гомогенизации газожидких включений в монокристаллах кварца (1, 3) и в кварце жил выполнения (2); 1,2 – данные [47, 48]; 3 – наши данные.

далось. По данным атомно-абсорбционного анализа от основания к головке меняется содержание (от–до, мас.%): алюминия: 0,59–0,12 (кварц 1), 0,12–0,23 (кварц 2); калия: 0,073–0,045 (кварц 1) и 0,045–0,06 (кварц 2); лития: 0,0015–0,0019 (кварц 1) и 0,0046–0,012 (кварц 2). Концентрации рубидия последовательно уменьшаются от кварца 1 до кварца 2 с 0,00015 до 0,00007 мас.%. Это, на наш взгляд, может быть связано с изменением концентраций указанных элементов в гидротермальном флюиде по мере эволюции его термодинамических параметров при взаимодействии с вмещающими породами. Значение величины СКС здесь, вероятно, определяется соотношением структурных и неструктурных примесей компонентов. Вместе с тем, сопоставление СКС и интервалов температур гомогенизации в монокристаллах обнаруживает существование между этими величинами прямой зависимости (рис. 6).

На этом же рисунке показано положение фигуративных точек для жильного кварца по данным [47]. Любопытно, что точки пластинчатых и гребенчатых агрегатов, представляющих собой тонкозернистые пластины, покрытые растущими в разные стороны субпараллельно-шестоватыми ассоциациями кварцевых индивидов, образуют такой же тренд, как и точки составов монокристаллов (наклон линии вправо). Точки тонкополосчатых и массивных агрегатов кварца образуют тренд (наклон линии влево), выявленный нами (рис. 2, 3).

Таким образом, в координатах ΔT –СКС как будто бы обнаруживаются две различные тенденции в формировании кварцево-жильных агрегатов (обратная зависимость) и монокристаллов кварца (прямая зависимость). Сопоставление температур декрепитации включений, наблюдаемых визуально, в монокри-

сталле кварца (на 20–40°C выше температур гомогенизации) и температур декрепитации в кварцево-жильных агрегатах по первым двум интервалам (т.е. – 120–450°C) со значениями СКС показало, что отмеченные тенденции сохраняются.

ОБСУЖДЕНИЕ

Мы рассмотрели влияние мощности температурного поля, в котором формировались кварцевые жилы, их состава на величину СКС кварца, являющегося результатом трансформации (кристаллизации и перекристаллизации) вещества, заполнявшего трещины. С учетом этого, ранее было высказано предположение, что на некоторых месторождениях начальные температуры рудообразующего вещества могли быть сопоставимы с температурами магматических расплавов [35, 36]. В самом деле, в ритмично-полосчатых кварцевых порфирах Первомайского массива (Джидинское месторождение) в кварце из кварцевых полос устанавливаются расплавные включения с температурой гомогенизации 770–740°C, тогда как кварц из породы, обогащенной водой и фтором, разделяющий эти полосы, показывал температуры 700–650°C, а, кроме того, единичные вкрапления кварца здесь обнаруживали температуры 770–750°C [2]. Это указывает на то, что выше 770°C сосуществовали обособленно расплавы SiO₂ и алюмосиликатов. Об этом же свидетельствуют в подобного рода гранитах признаки вязкого течения расплава, ритмически расслоенного (расслаивавшегося?) на силикатную и алюмосиликатную части [29], образованные при этом текстуры сильно напоминают полосчатые текстуры кварцевых жил.

В обобщающих работах по типоморфизму кварца [48, 49] приводятся данные по температурам образования жильных тел месторождений различных формаций и делается вывод, что начало кристаллизации кварца большинства рудных месторождений приходится на интервал 500–480°C, хотя “истинные значения верхней границы температур начала кристаллизации остаются неизвестными” [49, стр. 90].

Таким образом, можно полагать, что измеряемые различными методами температуры образования кварца чаще всего фиксируют тепловой режим эпигенетических превращений (раскристаллизации и перекристаллизации) жильного вещества [35, 36].

Из этого следует, что и состав, и агрегатное состояние газовой-жидких включений в кварцево-жильных образованиях, сформированных в результате эпигенетических превращений жильного вещества, можно отождествлять с составом и агрегатным состоянием субстрата, чаще всего, в первом приближении.

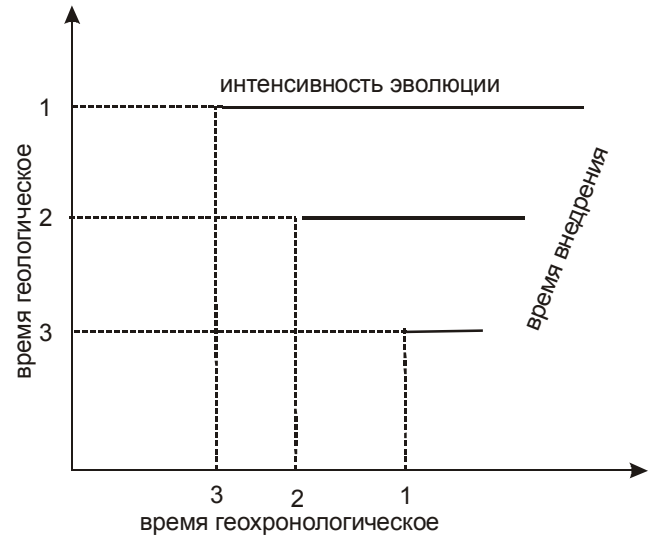


Рис. 7. Схема возможных соотношений геологического и геохронологического времени, обусловленных неодинаковой интенсивностью эпигенетических превращений (эволюции) жильного вещества стадий минерализации (1, 2, 3) различного состава (минеральные ассоциации, определяемые по геологическим наблюдениям как ранние, по изотопным данным оказываются поздними).

Очевидно также, что различная продолжительность и интенсивность эволюции жильного вещества разного состава в неоднородном тепловом поле будет сказываться и на изотопных характеристиках минералов из этих ассоциаций, которые будут создавать искаженные представления, например, о роли метеорных вод в образовании рудных жил или о возрасте минеральных ассоциаций, как на Кировском месторождении. Рис. 7 иллюстрирует несоответствие данных абсолютного возраста и геологических наблюдений, обусловленное неодинаковой интенсивностью эпигенетических превращений вещества в жилах, сформированных в разные стадии минерализации. При этом, минеральные ассоциации, образованные в раннюю стадию (по геологическим данным), могут иметь самый молодой абсолютный возраст.

Со времен Дж. Сперра [32] до настоящего времени [4, 11, 20, 49 и др.] накоплен громадный по объему материал, свидетельствующий о том, что формирование кварцевых жил рудных месторождений в большинстве случаев обусловлено кристаллизацией вязкого субстрата (гелей, раствор-расплавов, рудных магм, флюидных расплавов и др.). С этими представлениями вполне согласуются и наши наблюдения, а полученные данные по зависимости

СКС от состава кварцевых жил и изменения температуры гомогенизации и декрепитации включений еще более убеждают в справедливости модели “рудных магм”. При этом, если полученные различия в тенденциях изменения СКС от ΔT для жильных агрегатов и монокристаллов не случайны (этот вопрос, без сомнения, требует дополнительной проработки), то мы имеем возможность различать два основных механизма формирования кварца: I – путем раскристаллизации и перекристаллизации, по всей видимости, рудонесущих полимеризованных в той или иной степени силикатных флюидных расплавов (раствор-расплавов), которые могут проходить стадию гелеобразования; II – из газовой-жидкой флюида. Конечно, при структурной перестройке вещества жил выполнения выделяется газово-жидкая фаза, из которой в дальнейшем может кристаллизоваться гидротермальный кварц (друзы, “присыпки” на каркасных и пластинчатых тонкозернистых агрегатах кварца, псевдоморфозы и др.). Данные по гомогенизации и декрепитации включений в кварце по индивидуальным сечениям жил указывают на реализацию такой возможности (см. рис. 6).

Выше рассмотрены причины перекристаллизации вещества жильного выполнения без учета силового (механического) взаимодействия с вмещающими породами. Вместе с тем, на месторождениях различных рудных формаций достаточно широко проявлены признаки перекристаллизации кварца в результате деформаций. Кроме того, в кварцевых жилах устанавливаются синминерализационные деформации, сопровождавшиеся вязким течением флюидного расплава или гелей [3, 20, 49], причем изменение состава кварцевых жил, зональность рудных полей различных рудных формаций зависит от пространственных и морфологических параметров рудовмещающих полостей: “Те факторы, которые обуславливают ... разветвление на бесчисленные струи гидротермальной колонны в приповерхностной зоне, *одновременно являются причинами интенсивной дифференциации* (выделено нами) и бурного минералоотложения в этой зоне” [20, стр.165].

В модели “гидротермального” рудообразования, основанной на представлениях об “остаточных” растворах в остывающем магматическом очаге, содержится (сегодня очевидное) логическое противоречие между сопряженными во времени и пространстве “низкотемпературными” рудоносными растворами (расплавами) и высокотемпературными магматическими расплавами, из которых образуются до-, внутри- и пострудные дайки, состав которых меняется от аплитов до диабазов.

Если допустить, что высокотемпературные полимеризованные рудоносные флюидные расплавы (раствор-расплавы) по своим свойствам сопоставимы со свойствами магматических алюмосиликатных расплавов, то при объяснении процесса рудогенерации и образования полосчатой текстуры жил может быть применена модель дифференциации магм при ее течении. Эта модель, как представляется, позволяет объяснять сходство: в строении интрузивов кислого и основного составов, в пространственной организации пород в расслоенном массиве и в ритмичности проявления рудных и магматических образований во времени и ряд других характерных черт, присущих “типично гидротермальным” месторождениям.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАГМ В ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛЕ

Известен принцип генетической систематики интрузивных тел Клооса-Полканова [30, стр. 13]: “Каждое интрузивное тело в целом выражает собой состояние равновесия между эндогенными силами активной магмы, с одной стороны, и тектоникой и кинематикой заключающей его рамы, с другой стороны. Внутреннее строение каждой интрузии контролируется отношением периода процесса кристаллизации магмы к периоду ее эндогенной кинематики и к синхронной кинематике рамы”. Это положение по существу является частной формулировкой универсального принципа симметрии П. Кюри, которое может быть также выражено в кратком виде: “симметрия закономерного строения является отражением симметрии закономерного движения, под влиянием которого такое строение возникло” [17, стр. 4].

В модели газовой-жидкостной кинетической дифференциации, предложенной П.Ф. Иванкиным [20], при движении высококонцентрированный и полимеризованный (структурированный) флюид претерпевает фазовое расслоение и дегазацию. Е.В. Шарковым [44] была кратко рассмотрена модель дифференциации магматического вещества, названная вслед за Н.А. Елисеевым ликвационно-кинетической, для объяснения расслоенности в дайках габброидов. Модель основана на представлениях о структурированности расплавов и различной вязкости структурных элементов – пироксеновых и полевошпатовых молекул (сиботаксисов) в данном случае – и их разделении в процессе течения и взаимодействия расплава со стенками вмещающих пород. К настоящему времени накоплено достаточно научных данных для дальнейшего развития этой модели.

Согласно теории жидкостей, силикатные расплавы в близликвидусной области обладают квази-

кристаллическим (сиботаксическим) строением и сложной гетерогенной структурой [18, 26, 45]. Основной структурной единицей расплава являются кремне-алюмоокислородные тетраэдры, полимеризованные в зависимости от соотношения элементов сеткообразователей, характеризующихся высокими значениями энергии связи с кислородом (Si^{4+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , P^{5+} , V^{3+} , As^{5+} , Sb^{5+} и др.) и модификаторов (Fe^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Sn^{4+} , Pb^{4+} , Zn^{2+} и др.). Последние, в силу относительно слабых связей с кислородом, в значительной степени уменьшают энергию активации вязкого течения, которая расходуется в первую очередь на разрыв связей модифицирующих элементов с комплексными полианионами [18, 45].

При заданном напряжении сдвига с накоплением остаточной деформации нарушение микроструктуры материала влечет за собой изменение его реологических параметров [31]. Развитие во времени процесса образования вязкостных неоднородностей приводит к формированию макронеоднородностей [14], за счет сепарации различных по устойчивости при данных напряжениях структурных единиц, с выносом неустойчивых в область их стабильного существования.

Энергия активации вязкого течения структурных группировок, которая определяет их устойчивость в поле сил, уменьшается от каркасных силикатов к ортосиликатам [26]. Это означает, что расплавы пород и слагающие их миналы, обладающие более кислотными свойствами (гранитоидные, кварцевые, полевошпатовые), оказываются значительно устойчивей к механическим напряжениям, чем основные (базитовые, гипербазитовые, пироксеновые, амфиболовые и др.), и будут накапливаться в зонах повышенных напряжений. При существенно кварц-полевошпатовом составе расплавов, которые предполагаются в качестве субстрата кварц-адуляровых жил, кварцевый расплав будет более устойчив относительно полевого шпата (энергия активации вязкого течения соответственно 96 и 68 ккал/моль).

Энергия активации вязкого течения вещества связана с его кислотно-основными свойствами [26], и об относительной величине этой характеристики, вероятно, можно судить по величине, например, условного потенциала ионизации, предложенного [19]. Это дает возможность оценивать относительные силовые характеристики структурных элементов в кварцевых жилах. Так, например, для полосчатых кварц-касситеритовых жильных агрегатов условный потенциал ионизации (ккал/моль) составляет 226,7 (кварц) и 208,4 (касситерит).

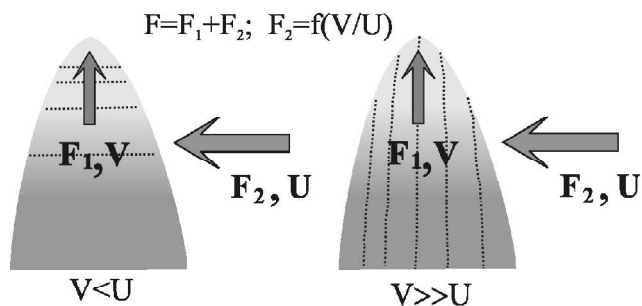


Рис. 8. Зависимость структуры тела, движущегося в геодинамическом поле, от величины скоростей движения V и U ; F_1 , F_2 – действующие силы. Структура тела показана пунктиром и тоном.

Эксперименты по изотермической кристаллизации оливинового толеита при различных температурах переохлаждения в динамических и статических условиях [51] показали существенное влияние перемешивания на кинетику кристаллизации: кристаллизация оливина наблюдалась в подавляющем большинстве случаев только в динамических условиях при различных температурах переохлаждения. Перемешивание оказывает влияние и на содержания и распределение элементов-примесей в минералах. Дифференциация магматического вещества в динамических условиях воспроизводилась экспериментально для базальтов Толбачинского извержения в условиях моделирования подъема расплава по каналу [8, 9]. Была подтверждена высокая подвижность магния и железа относительно алюмосиликатной компоненты при вязком течении.

Размеры и пространственное положение образованных вязкостных неоднородностей относительно матрицы будут определяться режимом вязкого течения, согласно распределению действующих сил (рис. 8). Уравнение движения тела будет выглядеть так:

$$F = F_1 + F_2; F_2 = f(v/u) \quad (1)$$

где F_1 – сила, движущая объект; F_2 – сила геодинамического поля*; v , u – скорости движения объекта и распространения геодинамического поля, соответственно.

I. Взаимодействие объекта с геодинамическим полем может проходить одновременно на тектоничес-

*Геодинамическое поле – все геодинамическое пространство или логически ограниченная его часть, характеризующаяся в момент времени совокупностью силовых (энергетических) полей, образующих ее элементарных ячеек всех уровней организации.

ком, сейсмическом, химическом и других уровнях. При установившемся течении, в зависимости от отношения скорости движения объекта (v) к скорости распространения (u) поля (скорости разрастания канала) полосчатость (расслоенность) будет либо горизонтальной (характерна для расслоенных магматических массивов), либо вертикальной, что наблюдается в краевых частях интрузивов (Скеердгардский и др.), дайках пестрого состава и кварцевых жилах. При такого рода дифференциации магматического вещества собственно рудная составляющая будет аккумулироваться в соответствии с геометрическими параметрами вязкого течения, обычно между слоями контрастных по составу алюмосиликатных расплавов (пород) или в виде вкрапленности в породах при незавершенной дифференциации.

В случае неустановившегося течения, в частности связанного с большими скоростями v и u , полосчатость может и не возникать, а будут образовываться нодулы, шлиры, состав которых определяется составом исходного расплава, т. е. соотношением энергетически устойчивых и неустойчивых структурных группировок в данном геодинамическом поле.

II. Взаимодействие расплава с геодинамическим полем может сопровождаться периодической разгерметизацией магматической камеры с дифференцирующимся (дифференцированным) магматическим расплавом и поступлением его на верхние горизонты. В зависимости от того, на какой стадии находится процесс дифференциации остывающей магмы, и от того, до какого уровня магматической камеры проникают трещины, расплавы, формирующие штоки и дайки, могут быть различного состава и в той или иной степени обогащены рудными компонентами. При движении таких расплавов в новом для них геодинамическом поле рудные и флюидные компоненты могут рассеиваться во вмещающих породах с образованием различного рода метасоматитов и сингенетичного оруденения. В других случаях, рудные компоненты могут выделяться в виде минеральных фаз, с образованием месторождений порфирового, штокверного типа или ритмично расслоенных тел типа аплитовых даек с вольфрамитом месторождения Монмин [29], ритмично-полосчатых риолитов Арсеньевского касситерит-кварц-сульфидного месторождения [25], альбитофинов в вкрапленным и линзовидно-полосчатыми выделениями магнетита Ярышкольского месторождения магнетита [15].

В случае относительно завершенной дифференциации магматического расплава при данных силовых характеристиках геодинамического поля, при последовательном вскрытии различных горизонтов

камеры, будут образовываться рудные тела и дайки (дорудные, внутрирудные и пострудные), состав которых зависит от начального состава магмы и геодинамических параметров ее дифференциации. При формировании даек и рудных жил расплавы могут вновь испытывать дифференциацию, что находит отражение в полосчатом или зональном строении даек и кварцевых жил, устанавливается или подтверждается петрохимическими данными.

В относительно спокойной тектонической обстановке периодической разгерметизации магматического и рудного очагов может и не происходить, а будут формироваться “слепые” рудные тела (например, месторождение Заайтплатс в Бушвелде) или штокверковые месторождения.

III. В предлагаемой модели дифференциации остывающей магмы массоперенос в геодинамическом поле осуществляется одновременно на нескольких иерархических уровнях в виде: 1) потоков расплава со взвешенной кристаллической компонентой (и ксенолитами), ликвационной фазой расплава и флюидной составляющей; 2) потока расплава, с кристаллической (и, возможно, ксенолитами), ликвационной и флюидной фазами в потоке; 3) потоков ликвационной и кристаллической фаз с флюидной составляющей; 4) потоков парагенезисов молекул, молекул и ионов (диффузия). Однако, в целом, структура (направление) массопереноса (в том числе, во вмещающие породы и обратно, в расплав) задается режимом вязкого течения или, в общем случае, распределением действующих сил и напряжений в расплаве и вмещающих породах. Тем не менее, модель не содержит принципиальных ограничений на реализацию тех или иных механизмов дифференциации, освещаемых в других моделях, которые эффективны при рассмотрении процесса на соответствующих иерархических (масштабных) уровнях.

О ПРАВДОПОДОБИИ МОДЕЛИ НА ПРИМЕРАХ

Кроме уже приведенной аргументации, в пользу правдоподобности предлагаемой нами модели дифференциации магм в геодинамическом поле при вязком течении служат зависимости, полученные в соответствии с уравнением (1), относительной дифференцированности L магматического вещества от размера S магмопроводящего канала (системы каналов) и от скорости формирования канала U (скорость накопления упругих, пластических и хрупких деформаций; U – имеет такой же смысл в уравнении (1)) [37]:

$$L = b (15.76 - U), \quad (2)$$

$$L = (S/10^n)^{-2/3} \quad (n = \pm 0, 1, 2, 3, \dots). \quad (3)$$

Очевидно, что эти зависимости, справедливые для разномасштабных тектоно-магматических систем с интрузивным и вулканическим типом магматизма, могут объясняться только в рамках модели дифференциации вещества при вязком течении.

Ритмичная расслоенность тел, объясняемая вязким течением расплава, характерна не только для интрузивов базитового и гипербазитового составов, но и для гранитоидов [7, 29, 41, 43 и др.]. Расслоенность, как упорядоченность вещества в геодинамическом поле, иногда трудно картируемая в полевых условиях, легко устанавливается для зональных интрузивов, сформированных в одну фазу внедрения, и для комплексов даек с разными типами оруденения при петрохимических исследованиях по специальной методике [36, 38, 39]. В общем, для гранитоидных массивов, ассоциирующих с рудной минерализацией различного типа, наличие ритмической расслоенности является весьма характерной отличительной особенностью [29], и в некоторых случаях, как и в случае с дайками, доказываются генетические связи гранитоидов и оруденения [29, 39, 50]. Ритмично расслоенные гранитоиды, вмещающие оруденение, известны на месторождениях Клаймакс, Ред-Маунтин, Рудные горы, Заайтплатс (граниты Бушвельдского комплекса), Джидинском и ряде других [29]. Рудные тела на таких месторождениях, часто в виде согласных и субсогласных тел пегматоидов, грейзенов, штокверков или кварцевых тел, приурочены к межфазовым границам, обычно с проявленной ритмической расслоенностью, и могут образовывать, как и в случае классических расслоенных интрузивов, несколько ярусов. На некоторых золоторудных и молибденовых месторождениях в дайках отмечался постепенный переход гранитов к пегматитам и затем к кварцевым телам с рудной минерализацией.

С классическими расслоенными интрузивами известны, наряду с вкрапленным, гнездово-прожилковым, проявления и жильного оруденения, примером является Мончетундровский массив, где в жильных телах наблюдались постепенные переходы сульфидных руд в пегматоидные алюмосиликатные породы [44]. В расслоенной серии Бушвельдского массива широко распространены ультраосновные пегматиты [40], которые секут слоистость и содержат (снизу вверх по разрезу) никелевую, хромитовую, платиновую, магнетитовую (иногда мономинеральную) минерализации. Некоторые магнетитовые трубки как бы берут начало от магнетитовых пластов.

Из приведенных примеров видно, что гранитоидные рудно-магматические системы могут обнаруживать строение, аналогичное строению классичес-

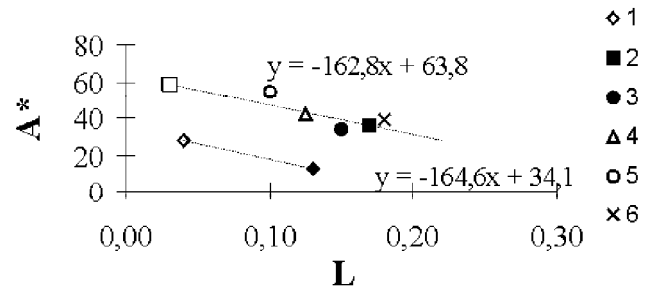


Рис. 9. Зависимость среднего состава руд (A^*) от относительной дифференцированности (L) ассоциирующих магматических пород.

Тип минерализации: Кировское золоторудное месторождение: 1 – кварц-висмутин-халькопиритовая и кварц-пирит-арсенопиритовая (соответственно закрашенный и не закрашенный маркер); 2 – кварц-турмалин-магнетитовая и кварц-полиметаллическая (закрашенный и не закрашенный маркер); Ярышкольское магнетитовое месторождение: 3 – магнетитовые альбитофиры; Великая дайка (ритм 2 скв. 11) [6]: 4 – хромиты; скарновое золото-магнетитовое рудопроявление Букиндинский Голец (Алданский щит): 5 – золото-магнетитовая; Октябрьский рудно-россыпной район: 6 – кварц-турмалиновая.

ких расслоенных интрузивов. Но пространственная ритмичность пород и руд, наблюдаемая в классических расслоенных интрузиях, в гранитоидных системах чаще всего выражается в проявлении во времени качественно схожих ритмов, например, в соотношении даек разного состава и оруденения, в стадийности оруденения.

Ранее, для объяснения пространственно-временных закономерностей развития рудно-магматических систем Сихотэ-Алиня, И.Н. Говоровым была предложена модель, основанная на представлениях о последовательной стратификации расплава в магматической колонне под действием гравитационных сил [10]. Л.Н. Таусоном на протяжении ряда лет для редкометалльных месторождений развивалась модель стратифицированных рудогенерирующих очагов в гранитных интрузивах [34]. И.Н. Петровская, изучая золоторудные месторождения Забайкалья, пришла к выводу об одновременном функционировании разноглубинных рудогенерирующих очагов с различной специализацией [27]. Возможность одновременного функционирования различных по составу рудогенерирующих источников, которые могут давать в пределах одного рудного поля гидротермальные месторождения различных металлов, была показана Р.М. Константиновым [21].

Сопоставление относительной дифференцированности магматитов (L), для которых доказывается генетическая связь с ассоциирующим оруденением, с составом руд, выраженным через параметр A^* , показало их обратно пропорциональную зависимость (рис. 9), что в общем виде можно записать:

$$A^* = aL + b \quad (4)$$

Как видно из приводимого рисунка, зависимость A^* от L выдерживается как для магматических, так и для “типично гидротермальных” руд, образованных в результате магматической дифференциации. При этом имеется возможность дополнительной проверки предлагаемой модели. Если приведенные рассуждения верны, то для кварцево-жильных тел справедлива формула (3). Было бы удобно расчет вести по химическому составу адуляр-кварцевых жил. Мы, к сожалению, такими материалами не располагаем. Поэтому для предварительной проверки воспользовались опубликованными данными [23, 42] по зонам Главной и Промежуточной Многовершинного золоторудного месторождения. Расчет проводился по химическим анализам по двум разрезам, выполненным через кварцевые ядра зон; в формуле (3) учитывается динамическая граница* тел [37], в данном случае зоны метасоматитов:

1) зона Главная: $S = 5.8 \times 0.4 = 2.32 \text{ км}^2$; $L = 0,49$, рассчитанная площадь $S^* = 2.9$;

2) зона Промежуточная: $S = 4.7 \times 0.1 = 4.7 \text{ км}^2$; $L = 0.46$, рассчитанная площадь $S^* = 3.3$.

Полученные результаты выглядят вполне удовлетворительно, однако все же требуют тщательной проверки на более корректном уровне наблюдений.

ВЫВОДЫ

1. На величину степени кристаллического совершенства кварца оказывали значительное влияние состав субстрата, из которого кристаллизовался и перекристаллизовывался кварц, и мощность теплового поля, а также существенная роль в этом процессе принадлежала тектоническим напряжениям.

2. Неодинаковая длительность и интенсивность эволюции жильного вещества разного состава может приводить к несоответствию истории формирования месторождений, восстанавливаемой по изотопным данным, с одной стороны, и геологическим наблюдениям – с другой.

3. Намечены две тенденции в изменении степени кристаллического совершенства в зависимости от температуры: обратная – для кварцево-жильных агрегатов, претерпевших перекристаллизацию, и прямая – для монокристаллов кварца. Это связано с проявлением двух механизмов образования кварца: I – путем раскристаллизации и перекристаллизации рудонесущих полимеризованных в той или иной степени силикатных флюидных расплавов (раствор-расплавов), которые в ряде случаев проходили стадию гелеобразования; II – из гидротермальных растворов. Первый механизм характерен для образования массивного кварца жил выполнения, а второй – для образования друз, “присыпок”, псевдоморфоз и др.

4. Информация об агрегатном состоянии рудообразующего субстрата и его начальных температурах, получаемая при изучении газовой-жидких включений в кварце, претерпевшем метаморфизм, может использоваться только в качестве первого приближения. Температуры рудообразующего вещества, вероятно, соответствовали температурам магматических расплавов, а само вещество по агрегатному состоянию – флюидным расплавам.

5. В предложенной модели дифференциации магм в геодинамическом поле предусматривается, что рудогенерация начинается при субликвидусных температурах расплава при его вязком течении, с образованием расслоенной структуры в магматическом очаге. Последовательная разгерметизация такого очага в ходе тектонического процесса обуславливает последовательное заполнение трещин расплавами, по составу соответствующими составу слоев магматической камеры. Движение расплава по трещинам может сопровождаться дальнейшей его дифференциацией. В рамках этой модели находят объяснение стадийность оруденения, его соотношения с дайками, в том числе основного состава. Открываются новые возможности прогноза экономических параметров минерализации по данным о химическом составе рудных жил.

Авторы благодарны к.г.-м.н. Г.Г. Лихойдову за критическое прочтение статьи и замечания, учтенные при подготовке рукописи к печати.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айлер Р. Химия кремнезема. М.: Мир, 1982. Т. 2. 712 с.
2. Бакуменко И.Т., Косухин О.Н., Косалс Я.А., Лхамсурен Ж. К генезису ритмично-полосчатых текстур в гранитоидах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, №2. С. 444–448.
3. Балейское рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса). М.: ЦНИГРИ, 1984. 270 с.
4. Бетехтин А.Г., Вольфсон Ф.И., Заварицкий А.Н. и др. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 622 с.

*Граница (область раздела) – область пространства, одновременно принадлежащая движущимся смежным объектам и характеризующаяся взаимодействием (суперпозицией) элементарных ячеек рассматриваемых тел.

5. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 435 с.
6. Бичан Р. Происхождение хромитовых пластов комплекса Хартли Великой Дайки (Родезия) // Магматические рудные месторождения. М.:Недра, 1973. С.86–98.
7. Валуй Г.А. Пример ритмичной расслоенности в малоглубинном гранитном интрузиве // Докл. АН СССР. 1983. Т.271, №2. С.420–425.
8. Гайдамако И.М. Эволюция химического и минерального состава базальтового лавового потока (Толбачинская региональная зона): Автореф. дис... канд. геол.-минер.наук. Новосибирск: ИГИГ, 1988. 16 с.
9. Гайдамако И.М. Разделение компонентов при движении базальтовых расплавов // Геология и геофизика. 1989. №1. С.45–49.
10. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
11. Граменицкий Е.Н. К познанию эволюции гидротермально-магматических систем // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1986. Т. 4, №2. С. 3–18.
12. Гуров Л.П. Золотоносные минеральные ассоциации Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.:Наука, 1969. С.74–92.
13. Гуров Л.П. Минеральные ассоциации Кировского золоторудного месторождения (Верхнее Приамурье) // Золотая минерализация Верхнего и Среднего Приамурья. Владивосток:ДВНЦ ДВГИ АН СССР, 1978. С.11–86.
14. Делицын Л.М.,Мелентьев Б.Н., Делицына Л.В. Система акмит-нефелин-вимсонит и дифференциация щелочной магмы // Докл. АН СССР. 1974. Т.219, №1. С.190–192.
15. Долгушин С.С.,Павлов А.Л. Дифференциация рудного вещества на Ярышкольском магнетитовом месторождении / Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. Новосибирск: Наука,1985. С.64–73.
16. Дук Г.Г. О возрасте геологических образований зоны Южно-Турурингского разлома (Верхнее Приамурье) // Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. Л.:Наука, 1965. С.175–181.
17. Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. Л.:Наука,1967. 258 с.
18. Есин О.А.,Гельд П.Б. Физическая химия пирометаллургических процессов. М.:Металлургия, 1966. Ч.2. 703 с.
19. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов // Геология. руд. месторождений. 1967. № 5. С.75–89.
20. Иванкин П.Ф. Морфология глубокоовскрытых магматогенных рудных полей. М.: Недра, 1970. 288 с.
21. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.:Наука, 1973. 216 с.
22. Лебедев Л.М. Метаколлоиды в некоторых эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965. 311 с.
23. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
24. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Шергина Ю.П. Возраст формирования Кировского золоторудного месторождения Приамурья // Докл. АН. 1999. Т. 369, № 3. С.354–356.
25. Некрасов И.Я., Попов В.К. О ступенчатом механизме концентрации рудного вещества на примере Арсеньевского месторождения // Докл. АН СССР. Т. 315, №6. С.1437–1441.
26. Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.:Наука, 1984. 159 с.
27. Петровская Н.В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований // Зап. ВМО. 1956. № 3. С.331–332.
28. Петровская Н.В. Самородное золото. М.:Наука,1973. 347 с.
29. Повилайтис М.М. Ритмично-расслоенные гранитные интрузии и оруденение. М.:Наука, 1990. 240 с.
30. Полканов А.А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел.//Изв.АН СССР,сер.геол. 1945. №5. С.13–16.
31. Рейнер М. Реология. М.:Наука, 1965. 223 с.
32. Сперр Д. О рудной магме. М.: Гостехиздат, 1933. 148 с.
33. Таусон В.Л., Абрамович М.Г. Физико-химические превращения реальных кристаллов в минеральных системах. Новосибирск: Наука, 1988. 271 с.
34. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.:Наука, 1977. 279 с.
35. Тишкин Б.М., Пахомова В.А. К использованию результатов термобарометрии при интерпретации зональности оруденения на плутогенном месторождении золота // Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВО ДВГИ АН СССР, 1987. С.86–99.
36. Тишкин Б.М., Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А. Вопросы связи оруденения с интрузивным магматизмом // Металлогения и рудные формации Тихоокеанского обрамления: материалы междунар.симпоз. “Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления”. Благовещенск: ДВО АН СССР, 1990. Ч.1. С.132–139.
37. Тишкин Б.М. Связь геодинамических параметров тектонических структур с составом эндогенного вещества // Тихоокеан. геология.1996. Т.15, № 1. С.67–79.
38. Тишкин Б.М. Геодинамическое подобие тектоно-магматических систем: Автореф. дис...канд. геол.-минер. наук. Хабаровск: Ин-т тектоники и геофизики ДВО РАН, 1997. 30 с.
39. Тишкин Б.М., Зимин С.С., Сапин В.И. Геодинамические параметры формирования золоторудных месторождений с турмалиновой минерализацией в пограничных тектоно-магматических системах Амурского геоблока // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С.124–139.
40. Уильемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса – крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира // Магматические рудные месторождения. М.:Недра, 1973. С.7–25.
41. Уэджер Л.,Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
42. Фатьянов И.И.,Хомич В.Г. Строение и особенности образования жильно-метасоматических зон золото-серебряного месторождения Восточно-Сихоте-Алинского вулканического пояса // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1989. С.86–100.

43. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 288 с.
44. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М.: Недра, 1983. 183 с.
45. Шелудяков Л.Н. Состав, структура и вязкость гомогенных силикатных и алюмосиликатных расплавов. Алма-Ата: Наука, 1980. 157 с.
46. Чашин А.А., Хетчиков Л.Н., Иванов В.В. и др. Флюидный режим формирования магматических пород и Au-Ag оруденение Вилючской вулкано-тектонической структуры (Южная Камчатка) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. Ч. 2. С. 341–366.
47. Юргенсон Г.А., Тумуров Г.Т. О совершенстве кристаллического строения жильного кварца // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 6. С. 50–59.
48. Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 1984. 149 с.
49. Юргенсон Г.А. Типоморфизм, условия образования и рудоносность жильного кварца: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Чита: Читин. ин-т природ. ресурсов СО РАН, 1997. 139 с.
50. Chauris L., Lulzac Y., Cotten J. Une lame de granite albitique tardi-cadomienne: le gisement stannio-wolframifere de Montbelleux (Massif armoricain, France) // Chron. Rech. Min. 1989. N 496. P.25–39.
51. Kouchi A., Tsuchiyama A., Sunagawa I. Effect of stirring on crystallization kinetic of basalt: texture and element partitioning // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V.93. P. 429–438.

Поступила в редакцию 28 октября 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

B.M. Tishkin, L.N. Khetchikov, T.B. Afanasyeva, D.K. Kokorina, A.M. Kokorin

Recrystallization of quartz veined aggregates, and the problems of ore genesis

The degree of crystalline perfection (DCP) of quartz from veins of gold deposits has been correlated with the temperatures of decrepitation and homogenization of gas-liquid inclusions in it and with the chemical and mineral composition of quartz veined aggregates. Analogous work has been carried out with a quartz monocrystal. It has been shown that the DCS of quartz was significantly influenced by the composition of the substratum, from which quartz had been crystallized and recrystallized, and the power of the heat field created by veins and country rocks. Two trends have been outlined in the change of the degree of crystalline perfection with temperature: a reverse one for quartz veined aggregates, which underwent recrystallization, and a direct trend for monocrystals of quartz. This is due to two mechanisms of quartz formation: I – by crystallization and recrystallization of ore-bearing differently polymerized silicate fluid melts (solution melts), which in some cases experienced gelation; II – from hydrothermal solutions. The first mechanism is peculiar to the massive quartz of filling veins; and the second one, to formation of druses, «prisypki», pseudomorphs, etc.

The proposed model of magma differentiation in the geodynamic field specifies that ore generation starts at the subliquidus temperatures of the melt involving its viscous flow with the formation of a laminated structure in the magmatic chamber. Successive decompression of such a chamber in the tectonic process is responsible for successive filling of fractures with the melts similar in composition to the layers of the magmatic chamber. The migration of the melt along the fractures may be accompanied by its further differentiation. The model provides an explanation of the stages of mineralization and its relation with dikes including those of basic composition. It offers new opportunities for prediction of economic parameters of mineralization from data on the chemical composition of ore veins.