

УДК 552.112

## ДЕГАЗАЦИЯ МАГМ В СУБВУЛКАНИЧЕСКОЙ ФАЦИИ: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СОСТАВА СЛЮД (КУРАМИНСКИЙ РАЙОН, СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

С.С.Абрамов, В.А.Коваленкер, В.Ю.Прокофьев

*Институт геологии рудных месторождений, минералогии, геохимии и петрографии  
РАН, г. Москва*

Вариации содержаний фтора и хлора в слюдах кислых пород Кураминского региона обнаруживают два типа поведения: по мере роста дифференцированности расплавов в слюдах пород игнимбритового комплекса (эффузивная фация) наблюдается накопление фтора и уменьшение концентраций хлора, а в слюдах пород малых интрузивных тел (субвулканическая фация) одновременно возрастают концентрации фтора и хлора. Учитывая сильную отрицательную зависимость растворимости хлора в магмах от давления, а фтора от температуры, сделан вывод, что одновременное накопление этих галогенов в магмах и слюдах возможно в результате быстрой (неравновесной) фильтрации флюида через субвулканические магмы при одновременном падении давления и температуры. Источником флюида предполагаются глубинные части магматических камер, испытывающих ретроградное кипение. Дифференциация магм по предложенному сценарию ведет к образованию высокосолёных гидротермальных флюидов, инициирующих появление крупных геотермальных систем, создающих в свою очередь эпitherмальные обстановки рудоотложения.

### Введение

Позднепалеозойский магматизм Кураминского района Тянь-Шаня характеризуется развитием субщелочных магматических серий шошонит-латитового состава. Эволюция серии завершается обширным проявлением кислого вулканизма и порфировых субвулканических тел. Сопряженность порфировых интрузий с разнотипным эпitherмальным оруденением данного региона представляет несомненный интерес для создания моделей рудоносного магматизма. Полученные нами новые данные по составам слюд из пород кислого состава дают новую информацию об их условиях кристаллизации и связи с эпitherмальными обстановками рудоотложения.

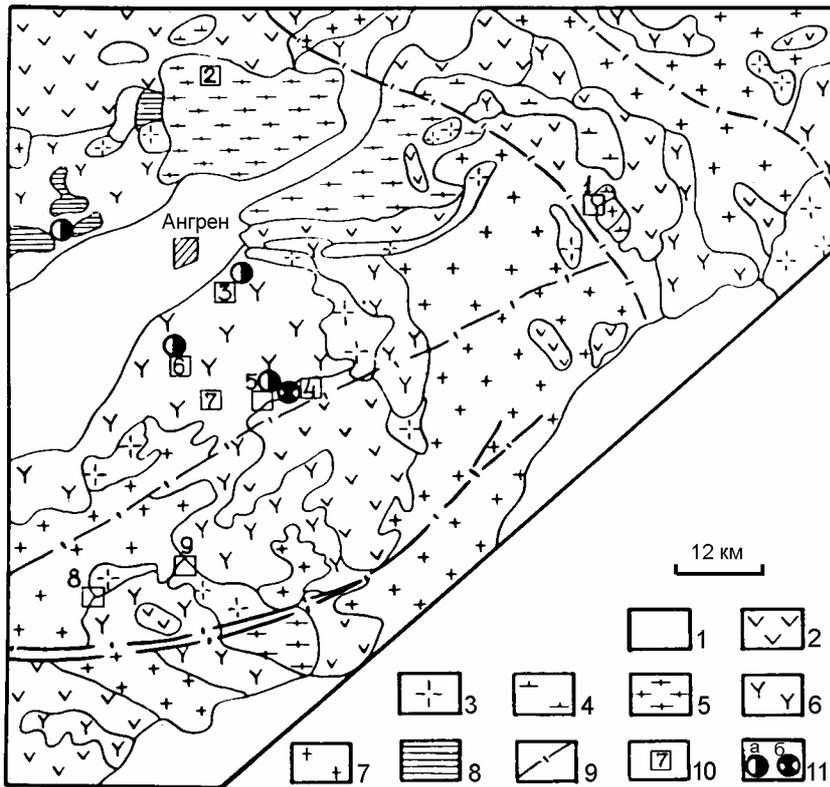
### Геологическая характеристика района

Развитие позднепалеозойского магматизма [1] Кураминского региона (рис 1.) можно представить в виде 3 основных этапов: 1- внедрение даек шошонитов, 2 -зарождение, рост магматических камер монцонит-гранодиоритового состава, сопровождаемый интенсивным внедрением даек гранодиорит-диорит -порфиров в приповерхностные зоны, 3- эвтектическая кристаллизация предельно-кислых магм в глубинных интрузивах, вызвавшая мощную эксплозию комплекса игнимбриотов и кислых туфов. Следующие за эффузивами субвулканические дайки и малые порфировые

интрузивы кислого состава связаны с приповерхностной дифференциацией разобщенных субвулканических камер, образованных после извержения основной части кислых эффузивов. Геохимическая и металлогенические специализации этих порфировых пород определялись условиями кристаллизации *in situ* и варьирует от Ag-Au-Pb-Zn до F-REE-U [1,2]. Оценки давлений [3-5] показывают, что флюидное давление в магматической камере, предшествующее образованию игнимбриотов, достигало 6-8 кбар, и понижалось до 1 кбар-100 бар- при образовании пород субвулканического комплекса (дайки, штоки гранит, фельзит-порфиров и т.д.) и эпitherмальной минерализации.

### Геолого-петрографическая характеристика изученных пород

**Гранодиориты** слагают маломощные дайки или рои даек. Вкрапленники- средний Pl, Hbl. Биотит редок и кристаллизуется в мелкозернистом или плохо раскристаллизованном базисе. Kfs - представлен крупными, гигантскими кристаллами ортоклаза с очень высокими содержаниями BaO (2.5-3 мас. %) и образуется при гидротермальной проработке гранодиоритов за счет материала базиса.



**Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня:** 1 - мезокайнозойские образования нерасчлененные; 2- позднепалеозойские эффузивные комплексы, нерасчлененные: риолиты, туфы, игнимбриты ( $C_3-P_1$ ); позднепалеозойские субвулканические образования ( $C_3-P_1$ ): 3- гранодиорит-, гранит-, фельзит-порфиры, 4- сиениты, сиенодиорит-порфиры, 5- гранит-порфиры массива Бабайтаг; Магматические образования батолитового этапа ( $C_2-C_3$ ): 6- андезит-дациты, 7- граниты и гранодиориты; 8- сланцы и мрамора; 9- крупнейшие разломы; 10 - участки отбора образцов: 1- Актепе, 2- Каттасай, 3- Майликатан, 4- Лашкерек, 5- Учкыз, 6- Гушсай, 7- Абджас-Сай. ; 11 - эпитермальные месторождения района: а - золоторудные, б - серебро-полиметаллические.

Кислые образования представлены вулканогенными породами (игнимбритами, трахириолитами, кварцевыми порфирами) и их субвулканическими аналогами (фельзит-порфирами, гранит-порфирами, граносиенитами). Излившиеся породы содержат во вкрапленниках кварц, калиевый полевой шпат и, в подчиненных количествах, плагиоклаз. Биотит, амфибол редки и являются второстепенными минералами. Порфировидные интрузивные образования, за исключением граносиенитов, содержат тот же набор вкрапленников. В граносиенитах весь свободный кремнезем кристаллизуется в микрозернистом базисе в виде микропегматитовых и графических Qtz-Kfs сростаний. Валовый состав граносиенитов отвечает гранитам-лейкогранитам [1], но при картировании эти породы, как правило, относятся к сиенитоидному типу. Детальные описания охарактеризованных пород можно найти в [1,4,6].

**Исходные данные и методика работы.** Биотиты выделялись из протолочек пород, их состав анализировался на зонде Cameca-5X-50 (ИГЕМ РАН) аналитик А.И.Цепин. Всего проанализировано 24 образца из пород, представляющих разные фации порфирового магматизма (таблица, рис.1). Образцы 81-90, 45-90, 45-90а, 80-90, 80-90а, 130/88- представлены В.Н.Волковым, 1160- Е.А.Драгулеску, 682- из [3].

### Вариации составов слюды

Вариации состава биотитов удобно рассматривать, используя какой-нибудь параметр, однозначно указывающий на направление дифференциации магм. Таким параметром может служить титанистость минерала, которая убывает к концу процессов магматической дифференциации, отражая обеднение поздних расплавов очень совместимым элементом - титаном. На рис.2 представлены ковариации титанистости ( $Ti^* = 100 * Ti / (Fe + Mn + Mg + Ti)$ ) с магниальностью ( $X_{Mg}^{Bt}$ ) и содержанием бария в биотитах ( $Ba^{Bt}$ ). Положительная корреляция  $Ti^* - X_{Mg}^{Bt}$  хорошо согласуется с эволюцией состава пород серии, где от средних к кислым фиксируется падение магниальности [1]. Содержания бария в слюдах в наиболее титанистых составах резко уменьшается (от 1.7 до 0.6 мас. %), затем при  $Ti^* < 10$  мол % наблюдается слабое падение концентраций бария в биотите до значений 0-0.1 мас. %.

Параметры  $(F/OH)^{Bt}$  и  $(Cl/OH)^{Bt}$  относительно титанистости показывают два типа поведения. Четко обозначиваются два поля составов слюд (рис 3): низкофтористых (I) и высокофтористых (II), которые имеют параллельные тренды в сторону роста отношения F/OH с падением титанистости. Эти два поля составов четко выделяются и на диаграмме Cl/OH -  $Ti^*$  (рис. 4). Эволюция биотитов поля (I) приводит к обеднению их составов хлором, тогда как высокофтористый (II) тип напротив обнаруживает увеличение Cl/OH с падением титанистости. Таким образом, несмотря на то, что весь массив проанализированных слюд с точки зрения параметров Ba, Ti,  $X_{mg}$  характеризуется однородностью распределения, концентрации галогенов обнаруживают два резко отличных типа поведения. Породы первой группы - представлены преимущественно образованиями вулканической фации: игнимбритами, туфобрекчиями, а во вторую группу попали образования

Параметры  $(F/OH)^{Bt}$  и  $(Cl/OH)^{Bt}$  относительно титанистости показывают два типа поведения. Четко обозначиваются два поля составов слюд (рис 3): низкофтористых (I) и высокофтористых (II), которые имеют параллельные тренды в сторону роста отношения F/OH с падением титанистости.

Эти два поля составов четко выделяются и на диаграмме Cl/OH -  $Ti^*$  (рис. 4). Эволюция биотитов поля (I) приводит к обеднению их составов хлором, тогда как высокофтористый (II) тип напротив обнаруживает увеличение Cl/OH с падением титанистости. Таким образом, несмотря на то, что весь массив проанализированных слюд с точки зрения параметров Ba, Ti,  $X_{mg}$  характеризуется однородностью распределения, концентрации галогенов обнаруживают два резко отличных типа поведения. Породы первой группы - представлены преимущественно образованиями вулканической фации: игнимбритами, туфобрекчиями, а во вторую группу попали образования

**Таблица Химический состав и кристаллохимические формулы биотитов**

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Образец	У117/91	У117/91	45-90	45а-90	1132	1120	1112	У83/91	У85/91	К-1	К2	К3	У-74	81-90	1160	82-90	У-65	130/88	130/88а	У93	У95	80/90	80а/90	682.00
SiO <sub>2</sub>	33.45	33.39	33.59	33.43	34.88	33.94	35.78	37.33	37.45	36.25	32.59	36.13	35.00	36.10	36.34	35.52	35.96	35.17	34.22	37.09	36.85	35.24	35.56	40.61
TiO <sub>2</sub>	4.90	5.36	4.95	5.24	4.53	3.86	3.30	2.15	2.34	2.65	2.17	2.67	4.51	3.26	3.39	4.17	3.82	5.10	5.48	4.32	4.76	5.74	5.06	3.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.98	13.74	13.95	14.09	12.81	13.41	15.08	13.41	13.54	12.98	11.44	12.88	12.87	10.95	10.78	11.43	11.35	12.25	12.42	11.68	11.78	12.55	12.26	15.70
FeO	11.21	12.58	11.19	10.54	15.08	18.71	16.00	15.58	15.68	16.93	14.69	16.84	14.24	17.79	16.63	17.84	15.67	18.55	19.92	18.64	17.59	13.33	13.21	30.10
MnO	0.12	0.08	0.10	0.12	0.18	0.35	0.21	1.70	1.64	0.82	0.65	0.96	0.19	0.25	0.21	0.15	0.09	0.24	0.28	0.09	0.07	0.33	0.15	0.45
MgO	15.69	15.25	16.29	15.73	13.98	12.00	11.02	11.05	11.64	12.31	11.37	12.45	14.46	13.29	13.31	13.36	14.63	11.51	11.08	13.46	13.18	14.10	14.88	0.68
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
Na <sub>2</sub> O	0.45	0.45	0.51	0.52	0.41	0.11	0.06	0.02	0.05	0.21	0.13	0.18	0.33	0.29	0.21	0.19	0.19	0.42	0.42	0.14	0.18	0.50	0.36	0.13
K <sub>2</sub> O	8.69	8.76	8.69	8.59	9.21	9.49	9.70	9.73	9.81	9.48	8.21	9.63	9.19	9.37	9.44	9.26	9.30	8.68	8.51	9.20	9.27	8.76	9.32	9.42
F	1.93	0.85	1.36	1.83	0.32	1.47	1.34	2.26	2.12	2.27	2.12	2.03	0.49	2.83	3.16	0.63	3.00	1.01	1.05	3.00	2.30	1.98	1.79	1.52
Cl	0.04	0.05	0.08	0.04	0.12	0.09	0.07	0.03	0.04	0.04	0.10	0.05	0.21	0.40	0.33	0.31	0.29	0.17	0.18	0.28	0.30	0.17	0.21	0.48
BaO	1.81	1.74	1.30	1.50	0.36	0.59	0.45	0.04	0.21	0.15	0.2	0.06	0.16	0.00	0.00	0.07	0.13	0.15	1.05	0.00	0.02	0.68	0.31	0.00
Sum	92.27	92.25	92.01	91.63	91.88	94.02	93.01	93.30	94.52	94.09	83.67	93.88	91.65	94.53	93.80	92.93	94.44	93.25	94.61	97.90	96.30	93.38	93.11	102.15
Si	2.70	2.68	2.69	2.71	2.80	2.74	2.90	3.04	3.01	2.92	2.95	2.91	2.81	2.92	2.97	2.86	2.89	2.86	2.78	2.91	2.92	2.84	2.85	3.24
Ti	0.30	0.32	0.30	0.32	0.27	0.23	0.20	0.13	0.14	0.16	0.15	0.16	0.27	0.20	0.21	0.25	0.23	0.31	0.33	0.26	0.28	0.35	0.30	0.18
Al	1.33	1.30	1.31	1.34	1.21	1.28	1.44	1.29	1.28	1.23	1.22	1.22	1.22	1.04	1.04	1.09	1.08	1.18	1.19	1.08	1.10	1.19	1.16	1.48
al,4	1.30	1,34	1.31	1.29	1.20	1.26	1.10	0.96	0.99	1.08	1.05	1.09	1.19	1.04	1.03	1.09	1.08	1.14	1,19	1.08	1.08	1.16	1.15	0.76
al,6	0.03	0.00	0.00	0.05	0.01	0.02	0.34	0.33	0.29	0.15	0.18	0.13	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.72
Fe"	0.76	0.84	0.75	0.71	1.01	1.26	1.08	1.06	1.05	1.14	1.11	1.13	0.96	1.20	1.13	1.20	1.05	1.26	1.35	1.22	1.16	0.90	0.88	2.01
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.12	0.11	0.06	0.05	0.07	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03
Mg	1.89	1.82	1.94	1.90	1.67	1.44	1.33	1.34	1.39	1.48	1.54	1.49	1.73	1.60	1.62	1.60	1.75	1.40	1.34	1.58	1.56	1.69	1.78	0.08
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.07	0.07	0.08	0.08	0.06	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.07	0.07	0.02	0.03	0.08	0.06	0.02
K	0.89	0.90	0.89	0.89	0.94	0.98	1.00	1.01	1.00	0.97	0.95	0.99	0.94	0.97	0.98	0.95	0.95	0.90	0.88	0.92	0.94	0.90	0.95	0.96
Ba	0.06	0.05	0.04	0.05	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
F	0.49	0.22	0.34	0.47	0.08	0.38	0.34	0.58	0.54	0.58	0.61	0.52	0.12	0.72	0.82	0.16	0.76	0.26	0.27	0.75	0.58	0.50	0.45	0.38
Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02	0.03	0.06
OH	1.50	1.78	1.65	1.53	1.90	1.61	1.65	1.41	1.46	1.42	1.38	1.48	1.85	1.22	1.14	1.80	1.20	1.72	1.71	1.22	1.38	1.47	1.52	1.55
lg(F/OH)	-0.48	-0.92	-0.68	-0.51	-1.37	-0.63	-0.68	-0.38	-0.43	-0.39	-0.36	-0.46	-1.17	-0.23	-0.14	-1.05	-0.20	-0.82	-0.80	-0.21	-0.38	-0.46	-0.52	-0.25
lg(Cl/OH)	-2.44	-2.42	-2.18	-2.45	-2.07	-2.12	-2.23	-2.53	-2.43	-2.41	-1.95	-2.34	-1.81	-1.35	-1.40	-1.63	-1.48	-1.86	-1.84	-1.51	-1.54	-1.80	-1.73	-1.38
100*Ti/(Fe+Mn+Mg+Ti)	10.09	10.80	9.95	10.86	9.21	7.91	7.65	4.97	5.24	5.67	5.20	5.67	9.17	6.57	6.99	8.24	7.59	10.45	10.99	8.34	9.43	11.75	10.25	7.84
X(Mg)	0.71	0.68	0.72	0.72	0.62	0.53	0.55	0.53	0.54	0.55	0.57	0.55	0.64	0.57	0.59	0.57	0.62	0.52	0.49	0.56	0.57	0.65	0.67	0.04

Примечание: I серия - образцы №1-12, II серия - образцы -№ 13-24; У117/91 - кварцевый порфир, Наугарзан, У119/91-туфобрекчия риолитов, Наугарзан, 45-90, 45-90а - Койтасай, граносиенит, 1132, 1120, 1112 - Учкыз, игнимбиты, У83/91, У85/91-р. Майликатан, игнимбит, К1- Лашкерек, дайка гранит-порфиров; К2, К3-Лашкерек, туфобрекчия риолитов, У65, У74- Абджас-Сай, фельзит-порфир, 81/90 -Актепа, граносиенит, 1160 - Гушсай, граносиенит, 82-90- Актепа; гранодиорит, 130/88, 130/88а- Учкыз, граносиениты, У93, У95-р.Майликатан, фельзит-порфиры, 80/90. 80/90а - Актепа, сиенит-порфиры, 682- р. Майликатан, гранит-порфир.

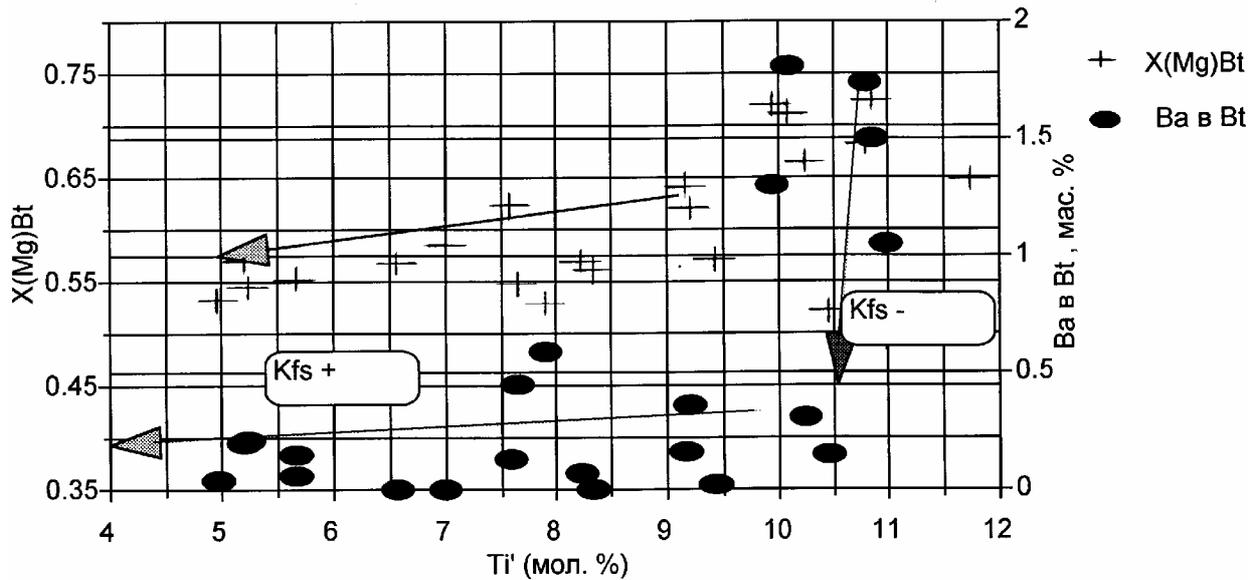


Рис. 2. Корреляция  $Ti'$  ( $100 \cdot Ti / (Fe + Mn + Mg + Mn + Ti)$ ) с магниальностью  $X_{Mg}$  ( $Mg / (Fe_t + Mg)$ ) и содержанием Ва (вес. %) биотитов в кислых породах Кураминского региона.

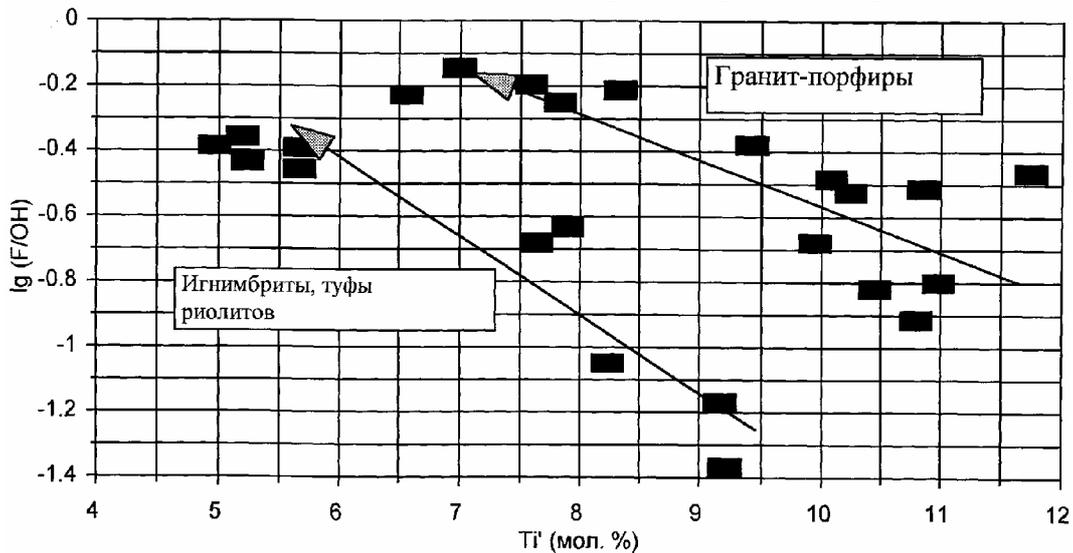


Рис. 3. Вариации  $Ti'$ - $lg(F/OH)$  в биотитах кислых пород Кураминского региона: I, II - выделенные группы пород (см. текст).

преимущественно субвулканической фации - фельзит-порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, слагающие малые интрузивные субвулканические тела (штоки, дайки и т.д.).

### Обсуждение результатов

Как показано в работе [1], на ранних этапах развития шошнит – латит – гранодиорит - гранитной серии Kfs отсутствовал на ликвидусе, и барий накапливался в расплаве и в фазах сосуществующих с ним, с появлением Kfs (наиболее емкого концентратора Ва) концентрации Ва в последовательных дифференциатах быстро убывают. Поэтому особенности поведения бария в биотитах связаны с отсутствием или присутствием калиевого полевого шпата в наборе кристаллизующихся минералов. Биотиты, находящиеся на тренде, обозначенном на рис.2 как (*Kfs*-), отвечают началу совместной кристаллизации

полевого шпата и биотита. В дальнейшем, по мере истощения Ва из расплава, его концентрации в биотите последовательных дифференциатов (тренд (*Kfs*+)) становятся незначительными. Надо признать, что дискретность трендов, обозначенных на диаграмме как (*Kfs*+) и (*Kfs*-), не полностью сочетается с предлагаемой гипотезой: для этого оба поля должны соединяться через промежуточные составы. Возможно, что такие образцы просто не попали в нашу коллекцию.

Геохимическая однотипность пород продемонстрированная нами ранее [1], и наблюдаемый единый тренд изменения составов слюд ( $Ba-Ti'-Mg'$ , рис. 2) дают повод считать эти образования продуктами одного или нескольких магматических резервуаров [7], развивающихся по единому сценарию. Но наблюдаемые принципиально отличные типы поведения галогенов в слюдах указывают на суще-

ствование двух режимов кристаллизации магм, различающихся условиями флюидного режима.

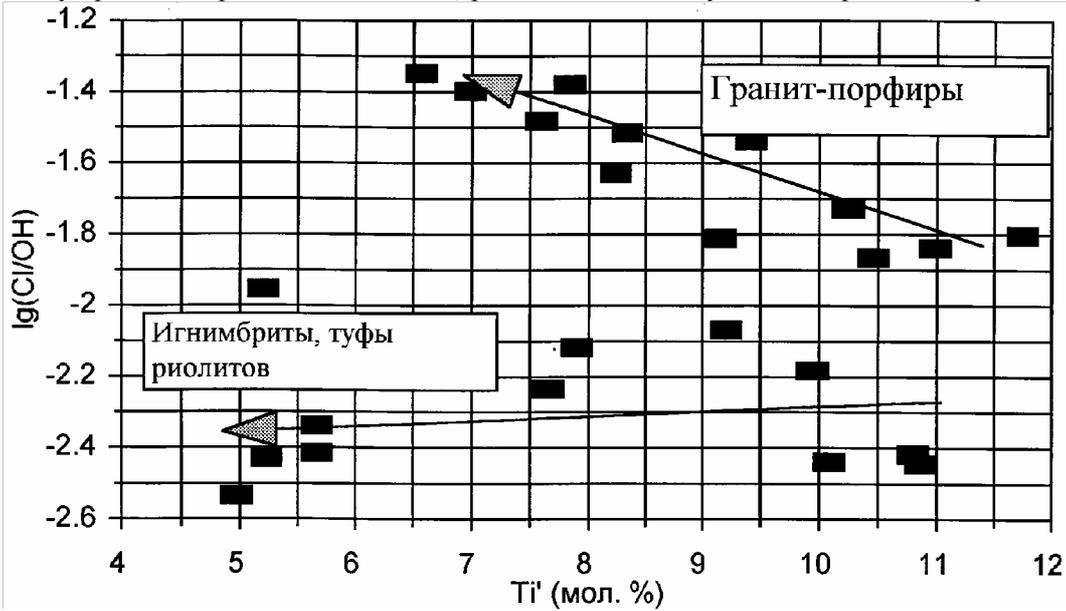
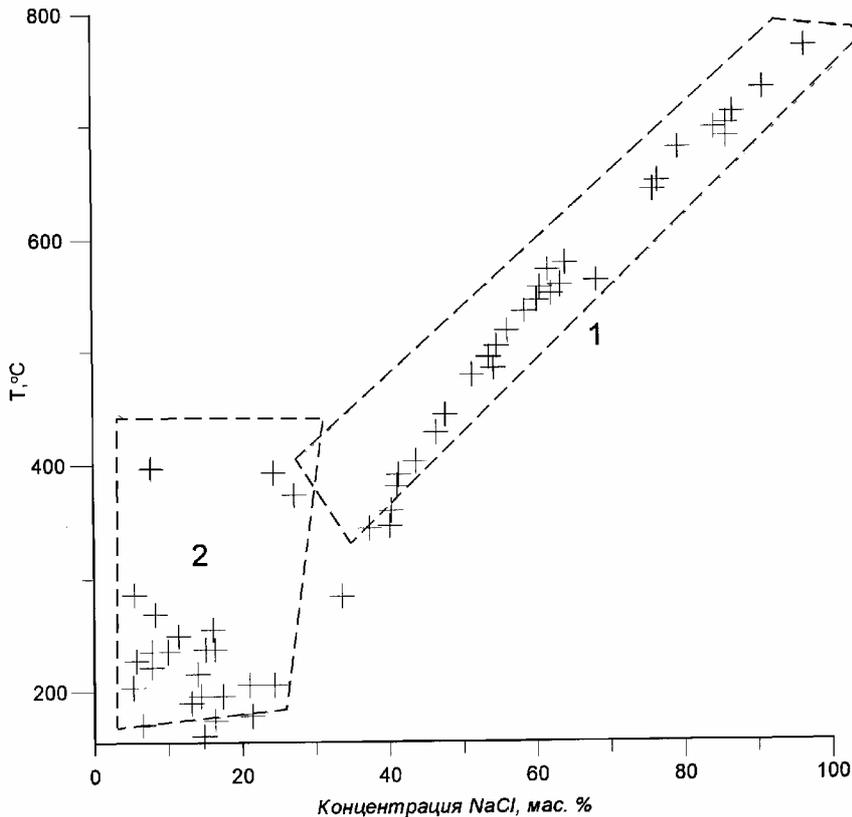


Рис. 4. Вариации  $Ti'$ - $lg(Cl/OH)$  в биотитах кислых пород Кураминского региона: I, II - выделенные группы пород (см. текст).



и  $Cl/OH$  в биотите можно использовать как параметр, отражающий концентрации галогенов в маг-

Рис. 5. Зависимость концентраций солей во флюиде от температуры по данным изучения расплавных и флюидных включений из пород и руд Кураминского региона: 1 - включения их кварцев порфировых гранитоидов, 2 - включения из гидротермального кварца.

Концентрации галогенов в биотитах напрямую связаны с мольной долей  $HCl$ ,  $HF$  во флюиде и магме, равновесной с этими минералами [8,9]. Абсолютные значения летучести  $HCl$  и  $HF$  во флюидных смесях  $H_2O-HCl-HF$  в равновесии с кислыми расплавами не имеют сильно выраженной температурной зависимости [10]. Поэтому отношения  $F/OH$

магмах безотносительно различий температур кристаллизаций.

Независимым подтверждением высоких концентраций галогенов в порфировых магмах служат определения  $F$  и  $Cl$  в расплавных включениях этих пород [3,5,11]. Абсолютные концентрации  $Cl$  в гранит-порфирах достигают значений 0.3 – 0.4 мас. %, что является максимально возможной концентрацией хлора в кислых магмах при давлениях 1-2 кбар [12]. Концентрации солей в включениях солевых расплавов и рассолов в кварце порфировых интрузий (рис.5, участок 1) попадают на кривую равновесия жидкость-пар в системе  $H_2O-NaCl$ . Это свидетельствует, о том, что при кристаллизации гранит-порфиров магматический флюид представлял двухфазовую смесь – водно-хлоридный рассол и малоплотный пар.

**Поведение галогенов в кислых магмах.** Перераспределение галогенов при дифференциации магм связано с возникновением избыточной флюидной фазы, образующейся при ретроградном кипении магм в изобарических условиях или в процессе подъема магм в малоглубинные зоны. В силу различных коэффициентов распределения между магмой и флюидом хлор и фтор в модели фракционно кристаллизующегося расплава должны вести себя противоположно: хлор - удаляется из магм на начальных стадиях кристаллизации ( $Kr_{m/fl}^{HF}=31$ ), фтор обогащает остаточные расплавы и переходит из расплава во флюид при температурах близких к солидусным ( $Kr_{fl/m}^{HF}=0.01-0.5$ ) [8, 10, 13].

Исходя из этих ограничений, кажется очевидным, что одновременное накопление фтора и хлора при дифференциации кислых магм невозможно. Несмотря на это, среди субвулканических кислых пород часто устанавливается одновременное обогащение последовательных дифференциатов как хлором, так и фтором. Примером могут служить риолиты Тайлор Крик [14], топазовые риолиты Ханейкомб Хилз [15], риолиты Серро-Толедо [16]. Интерпретация составов флюида из расплавных включений в таких породах показывает, что основным механизмом дифференциации таких кислых систем было удаление флюида из камеры (пассивная дегазация) [16, 17]. Этот процесс компенсирует возникающее избыточное давление, предотвращая, таким образом, вывод этих магм на поверхность в виде эффузии или эксплозии.

Процесс фильтрации флюида через магму в условиях градиента  $T$  ведет к накоплению фтора в расплавах апикальных частей камер [18]. Это связано с тем, что с падением температуры от 800 до 600 °C  $Kr_{fl/m}^{HF}$  уменьшается от 0.5 до 0.01 [10,19]. Данные по барической зависимости  $Kr_{fl/m}^{HF}$  также показывают, что с уменьшением давления наблюдается слабый рост растворимости фтора в расплавах при уменьшении давления от 4 до 0.5 kb [19, 20]. Поведение хлора в расплавах контрастно отличается от фтора [13]. Падение давления очень сильно увеличивает растворимость хлора в кислом расплаве (на 1-2 kb в 3-5 раз). Поэтому одновременное падение  $T$  и  $P$  при движении флюида через протяженные колонны магматических тел должно вызывать перераспределение избыточного фтора и хлора в расплавах.

Другой подход к объяснению явления накопления хлора в расплавах намечен К.И.Шмуловичем [21]. В данной работе сделан акцент на то что, при дегазации магматических камер в условиях кипения флюида в системе расплав-  $H_2O-CO_2-NaCl$  магмы должны прогрессивно обогащаться хлором за счет контрастных свойств сосуществующих флюидных фаз: малоплотный водноуглекислый флюид легко удаляется из камеры, тогда как плотный воднохлоридный рассол должен концентрироваться в апикальной части магматической камеры.

Обе представленные модели имеют ряд ограничений на эффективность их действия. Эффективность процесса перераспределения галогенов посредством фильтрации определяется многими факторами. Но главным является проницаемость расплавов. Согласно [22], флюидная проводимость кислых субвулканических магм связана с кипением двухфазового флюида: в расплаве образуется система сообщающихся пузырей ( $H_2O+CO_2$  состава) по поверхности которых фильтруются воднохлоридные флюиды. Наличие проводящих структур в пузырящихся расплавах продемонстрировано в экспериментах [23]. Наши расчеты показывают, что проницаемость расплавов (по модели Ф.Канделы [22]) находится в интервале  $k=10^{-8-6}$  см<sup>2</sup>, что сопоставимо с проницаемостью песчаников. Другой подход к оценке проницаемости субвулканических расплавов намечен в работе [16]. Эти авторы рассчитали проницаемость магм исходя из модели силикатной пены [24]. Проницаемость субвулканических магм по их расчетам должна быть еще выше ( $k=10^{-6}$  см<sup>2</sup>). Таким образом, приведенные данные показывают, что в субвулканической фации кислые магмы являются флюидопроводящими. При таких величинах проницаемости скорость движения флюида на несколько порядков выше скоростей достижения химического равновесия флюид-магма. Поэтому движущийся в градиенте температуры и давления флюид в каждый данный момент оказывается пересыщенным в отношении фтора, хлора и др. компонентов относительно расплава-проводника [18]. Выполнение этих ограничений указывает на то, что механизм флюидного перераспределения галогенов может быть эффективным при ретроградном кипении субвулканических магм.

Для выполнимости модели К.И. муловича [21] также существует ряд необходимых условий, из которых наиболее важным является миграционная способность малоплотной фазы в расплаве. Как известно, механизм подъема магм и извержения связан с ростом избыточного давления, приводящего к пузырению магм. Расчеты показывают, что миграция пузырей ( $H_2O+CO_2$ ) через магму в широком диапазоне давлений и концентраций воды в расплаве происходит со скоростями сопоставимыми с скоростью диффузии воды в расплаве [25]. Поэтому можно считать, что малоплотная фаза как бы "вморожена" в расплав, и является иммобильной частью двухфазового флюида. Независимым подтверждением этого являются данные по углам смачивания малоплотной фазы и рассола в системах флюид- кварц, флюид – гетероминеральная порода.  $H_2O-CO_2$  флюид ( $\Theta > 60^\circ$ ) образует на поверхности кристаллов пузырьки, а  $H_2O-NaCl$  ( $\Theta < 60^\circ$ ) -заполняет систему сообщающихся каналов на поверхности раздела [26,27]. Поэтому при гетерогенизации  $H_2O-CO_2-NaCl$  флюида водно-хлоридная часть является мобильной и может быть удалена из породы (расплава), а водноуглекислые пузыри оказываются неспо-

собными к миграции (именно на этой предпосылке строится модель флюидной проводимости магм Ф. Канделлы).

Таким образом, рассмотренные физико-химические ограничения свидетельствуют в пользу того, что для перераспределения галогенов в магмах основным должен являться процесс фильтрации флюидов через протяженные системы магматических тел (метамагматизм по Д.С.Коржинскому [28]).

**Модель накопления фтора и хлора в субвулканических магмах.** Концентрации летучих в расплавленных включениях игнимбритов [5] свидетельствуют о существовании избыточного флюидного давления, вызвавшего в результате взрывной характер развития позднепалеозойских игнимбритов. Игнимбриты -продукты эвтектической кристаллизации глубинного кислого резервуара (3-6 кбар) и представляют собой остаточные магмы невысоких степеней фракционирования ( $F=0.5-0.6$  [1]). Эти породы умеренно обогащены фтором и практически не содержат хлора, во-первых, в силу того, что при кристаллизационной дифференциации хлор обедняет магму, во-вторых, в силу низкой растворимости хлора при повышенных давлениях. После образования игнимбритовых комплексов происходило внедрение расплавов в приповерхностные части разреза в виде серий субвулканических тел (Актепинский массив, Майликатанская дайка, район Кочбулака-Кайрагача). Это привело к формированию протяженной по вертикали магматической системы от глубинной мезоабиссальной магматической камеры (6-8 кбар) до приповерхностных тел (0.5 - 1 кбар). Кристаллизация магматических расплавов в глубинной камере сопровождалась ретроградным кипением флюида и, как следствие, удалением флюида из камеры. При этом флюидопроводниками являлись трубообразные, дайкообразные тела частично -закристаллизованных гранит-порфиров, граносиенитов. Падение давления ( $\approx 3-5$  кб) и температуры (от 800 °С до 650 °С) по мере подъема флюида приводило к сбрасыванию фтора и хлора в расплавопроводник, который при низких давлениях и температурах становится более емким концентратором этих элементов. Данное обстоятельство является ключевым для объяснения высоких концентраций фтора и хлора в субвулканических гранит – порфирах и граносиенитах.

Степень обогащения приповерхностных магм хлором и фтором в сравнении с глубинной камерой может быть оценена исходя из разности равновесных коэффициентов распределения  $Kr_{m/fl}^{HF, HCl}$  для выбранного интервала перепадов температур и давлений. Максимально возможный рост концентраций фтора в приповерхностных расплавах (при перепаде  $T^{\circ}C$ -от 800 до 650 С) определяется как частное  $C(eq)_m^{HF} / C_o_m^{HF} = Kr_{m/fl}^{HF}(650) / Kr_{m/fl}^{HF}(800) = 30 \div 40 / 2 \div 3 = 10 \div 20$  раз. Для хлора такие оценки сделать сложнее, поскольку его рас-

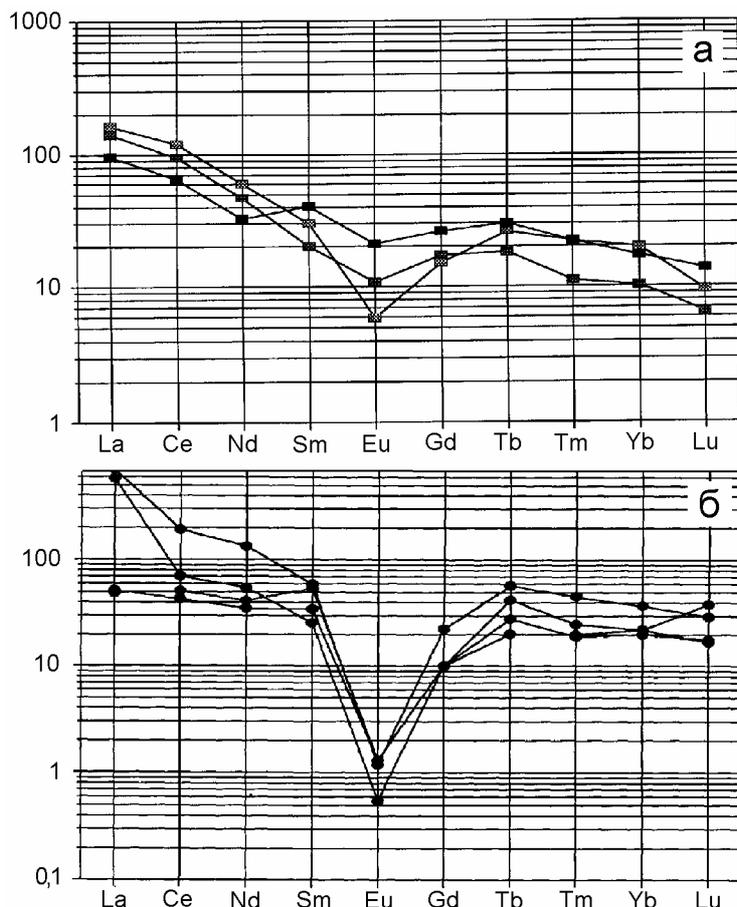
пределение между расплавом и флюидом, помимо зависимости от давления и температуры, в немалой степени определяется валовым составом расплава [29]. Пренебрегая этими концентрационными зависимостями и исходя из данных ([13], рис. 2) при фильтрации флюида с постоянной соленостью при подъеме с уровня 5-6 кбар до 0,75-1 кбар растворимость хлора в расплаве вырастает в 8 раз (от 0,01 мол/кг до 0,08 мол/кг). Эти расчеты определяют лишь максимально возможный эффект обогащения галогенами, реальная картина прераспределения галогенов в колонне расплавов должна учитывать динамические и кинетические факторы взаимодействия флюид-расплав [18].

Независимым аргументом в пользу развиваемой здесь модели накопления галогенов в субвулканических магмах может служить различный тип концентрирования РЗЭ в сравниваемых типах пород. В игнимбритах и связанных с ними риолитах профиль распределения РЗЭ отвечает стандартному граниту – концентрации легких РЗЭ превышают таковые для тяжелых, слабо выражен европиевый минимум (рис.6,а). В гранит - порфирах профиль распределения принципиально иной – равные концентрации легких и тяжелых РЗЭ и сильно выраженный европиевый минимум (рис. 6,б). В граносиенитах концентрации легких РЗЭ значительно превышают таковые, но это накопление ЛРЗЭ связано с образованием специфических акцессорных минералов (фергюсонита, церита и др.) на раннем постмагматическом этапе [1].

Первый тип распределения (в игнимбритах и риолитах) обусловлен процессами фракционирования основных минералов в глубинной магматической камере и подробно обсуждался нами ранее [1]. Второй тип распределения -«равноплечий» (в гранит-порфирах) типичен для высокофтористых образований – топазовых риолитов, онгонитов, литий – фтористых и редкометалльных гранитов [30,31,32]. Как было доказано одним из авторов [33] формирование «равноплечего» распределения РЗЭ происходит при вымывании из магм наиболее растворимых РЗЭ – La - Sm группы и европия. Термодинамическое моделирование показывает, что ощутимый вынос этих элементов наблюдается только во фторидных флюидах при температурах ниже 650 °С, что и наблюдается при развитии субвулканических порфировых пород Кураминского региона.

## Заключение и выводы

Как показано ранее [2], необходимым условием возникновения эпитепирмальных систем является значительный вертикальный масштаб развития рудно-магматических построек. В настоящей работе удалось показать петрологический смысл этого условия – существенное изменение составов расплавов (метамагматизм) и возникновение их галогеновой специфики возможны при фильтрации в условиях большого перепада давлений и температур. При наивысшей степени такого флюидно-магма-



В.Н. Волкова и Е.Н. Драгулеску за предоставленные образцы. Работа поддержана грантами РФФИ 99-05-65550, РФФИ 01-05-64081, РФФИ 01-05-64675.

**Рис. 6.** Распределение РЗЭ в игнимбри-тах и риолитах (а); гранит-порфирах и граносиенитах (б) Кураминского ре-гиона (исходные данные из [1]).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов С.С., Русинов В.Л., Коваленкер В.А. Петрологическая модель формирования комплекса порфировых гранитоидов (Срединный Тянь-Шань) // Петрология. - 1994. -Т.2, № 4. -С. 411-440
2. Русинов В.Л., Коваленкер В.А. Эпитермальные флюидно-магматические системы: изотопные и геологические данные // Геология рудных месторождений. -1991. - Т.33, № 1. -С. 77-81.
3. Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленкер В.А., Русинов В.Л., Кононкова Н.Н. Условия кристаллизации и составы силикатных и солевых расплавов вулканоплутонического комплекса Приангрнского района (Средняя Азия) // Докл. АН СССР. -1990. - Т.312, -№5. -С.1227-1230
4. Наумов В.Б., Русинов В.Л., Коваленкер В.А. Состав расплава, содержания редких элементов и условия кристаллизации кварца игнимбри-тов Лашкерекского массива по данным изучения расплавных включений // Докл. РАН. -1993. -Т.332, №1. -С.79 - 82.
5. Наумов В.Б., Коваленкер В.А., Русинов В.Л. Кононкова Н.Н. Высокоплотные флюидные включения магматической воды во вкрапленниках кислых вулканитов Западных Карпат и Срединного Тянь-Шаня // Петрология. -1994. -Т.2, № 5. -С.480-494.
6. Русинов В.Л., Русина С.В. Магматические вкрапленники кварца в кислых вулканитах- индикаторы флюидно-магматического взаимодействия // Изв. АН СССР. Сер. геол. -1992. -№ 5. -С.153-158.
7. Волков В.Н., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В. и др. Магматические формации и оруденение Актепинского рудного поля (Кураминский хребет, Узбекистан): последовательность образования и изотопный возраст // Геология рудных месторождений. -1999. -Т. 41, № 3. - С. 266-280.
8. Holland H.D. Granites, solutions, and base metal deposits // Econ. Geol. -1977. -Vol.67, № 3. -P. 281-301.
9. Munoz J.L. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits // Rev. Miner. Micas. -1984. -V.13. -P.469-493.
10. Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. -М., 1979. -237с.
11. Коваленкер В.А. Минералого-геохимические закономерности формирования эпитермальных руд золота и серебра: Дис. .... д. геол.-минерал. н. -М, 1995. -102с.
12. Webster J.D. Exolution of magmatic volatile phases from Cl- enriched mineralizing granitic magmas and implica-

тического взаимодействия в субвулканических расплавах возникают солевые расплавы, установленные во включениях в кварце гранит-порфиров [5]. Дальнейшая история развития Кураминского региона связана с возникновением вторичных геотермальных систем образующихся за счет смешения магматических и вадозовых растворов (поле 2 на рис. 5), и как следствие, эпитермальной минерализации [11].

Полученные данные и их интерпретация позволяют сформулировать следующие выводы:

1. Вариации содержаний галогенов в слюдах кислых пород Кураминского региона свидетельствуют о том, что одновременное накопление фтора и хлора в магмах происходит при дифференциации магм в малоглубинных условиях.

2. Анализ имеющихся к настоящему времени экспериментальных и расчетных данных по распределению галогенов в системе расплав-флюид приводит к заключению о том, что механизмом одновременного накопления фтора и хлора в расплавах являлась фильтрация магматического флюида через приповерхностные магмы в условиях градиента давлений и температур.

3. Флюидная дифференциация (метамагматизм) приповерхностных кислых магм приводит к формированию специфических хлоридно-фторидных флюидов и является одним из необходимых этапов становления эпитермальных флюидно-магматических систем.

Авторы благодарят В.Л. Русинова и А.Н. Белова за доброжелательную критику, а также

- tions for ore metal transport // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* -1998. -V.61. -№ 5. -P.1017-1029
13. Малинин С.Д., Кравчук И.Ф. Поведение хлора в равновесиях силикатный расплав-воднохлоридный флюид // *Геохимия.* -1995. -№ 8. -С.1110-1130.
  14. Webster J.D., Duffield W.A. Extreme halogen abundances in tin-rich magma of the Taylor Creek Rhyolite, New Mexico // *Econ. Geol.* -1994. -V. 89. -№4. -P.840-850
  15. Nash W.P. Fluorine iron biotite from the Honeycomb Hills rhyolite, Utah: The halogen record of decompression in a silicic magma // *Amer. Miner.* -1993. -V.78, -9-10. -P.1031-1040.
  16. Stix J., Layne G.D. Gas saturation and evolution of volatile and light lithophile elements in the Bandelier magma chamber between two caldera - forming eruptives // *J. Geophys. Res.* -1996. -Vol. 101, -B11. -P.25181-25196.
  17. Lowenstern J.B. Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles // *Magma, fluids, and ore deposits. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series.* -V.23. Ed. J.L. Jambor. -P.71- 99.
  18. Абрамов С.С., Рассказов А.В. Механизм формирования рудоносных высокофтористых магм и колебательная кристаллизация кварца // *Геология рудных месторождений.* -1997. -Т. 39, № 3. -С.279-289.
  19. Webster J.D. Partitioning of F between H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> fluids and topaz rhyolites // *Contrib. Mineral. Petrol.* -1990. -V.104, № 4. -P.428-434.
  20. Кравчук И.Ф. Экспериментальное моделирование поведения фтора и хлора во флюидно-магматической системе // *Геохимия магматических пород. Тез. докл. XIX семинара.* -М., 2000. -С. 79-80 .
  21. Шмулович К.И. Образование солевых расплавов при магматической дегазации в открытой системе: пример вулкана Кудрявый, остров Итуруп, Курилы // *Докл. РАН.* -1999. -Т.365, № 3. -С.383-387.
  22. Candela Ph.A. Physics of aqueous phase evolution in plutonic environment // *Amer. Mineralogist.* -1991. -V.76, -№1-8. -P.1081-1091.
  23. Симакин А.Г., Эпельбаум М.Б. Экспериментальное изучение процессов сопряженной дегазации и кристаллизации магматических расплавов // *Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования.* -М., 1998. -С. 56-71.
  24. Jaupart C., Allegre C.J. Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes // *Earth Planet. Sci. Lett.* -1991. -V. 102, № 3. -P.413-429.
  25. Шарапов В.Н., Черепанов А.Н. Динамика дифференциации магм. -Новосибирск, 1986. -230 с.
  26. Brenan J.M. Development of metamorphic permeability: implications for fluid transport processes // *Rev. in Mineralogy. Contact metamorphism.* -1991. -V.26. -P.291-315.
  27. Gibert F., Gullaume D. Laporte D. Importance of fluid immiscibility in the H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> system and selective CO<sub>2</sub> entrapment in granulites: experimental phase diagram at 5-7 kbar, 900 C and wetting textures // *Eur. J. Mineral.* -1998. -№10. -P.1109-1123.
  28. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // *Изв. АН СССР.* -1973. -№12. -С.3-6.
  29. Чевычелов В.Ю. О растворимости хлора во флюидонасыщенных магматических расплавах гранитного состава: влияние кальция // *Геохимия.* -1999. -№5. -С.522-535.
  30. Burt D.M., Sheridan M.F., Bikun J. V., Christiansen E. H. Topaz rhyolites – distribution, origin, and significance for exploration // *Econ. Geol.* -1982. -V. 77, № 8. -P.1818-1836.
  31. Руб А.К., Руб М.Г. Распределение редкоземельных элементов в минералах рудоносных гранитоидов // *Изв. АН СССР.* -1991. -№2. -С.42-56.
  32. Коваленко В.С., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // *Петрология.* -1999. -Т.7, №4. -С.401-430.
  33. Абрамов С.С. Моделирование процесса фракционирования РЗЭ в системе кислый расплав - фторидно-хлоридный флюид // *Докл. РАН.* -2001. -Т.376. -№ 6. -798-800.