

## ГЕОЛОГИЯ

### Л и т е р а т у р а

1. Альтовский М.Е. Гидрогеологические показатели нефтегазоносности. – М.: Недра, 1967.
2. Барс Е.А., Зайдельсон М.И. Гидрогеологические условия формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области. – М.: Недра, 1973.
3. Гуревич А.Е. Практическое руководство по изучению движения подземных вод при поисках полезных ископаемых. – М.: Недра, 1980.
4. Дальберг Э.Ч. Использование данных гидродинамики при поисках нефти и газа. Пер. с англ. – М.: Недра, 1985.
5. Зингер А.С., Тальнова Л.Д., Гладышева Ю.И. К строению Северо-Каспийского артезианского бассейна в Нижнем Поволжье // Нефтегазовая геология и геофизика. – 1973. – № 10. – С.16-20.
6. Зорькин Л.М., Суббота М.И., Стадник Е.В. Нефтегазопроисковая гидрогеология. – М.: Недра, 1982.
7. Клычев Н.В., Гонтарев В.В. Использование гидрогеологических критериев для оценки региональных условий нефтегазоаккумуляции (на примере додевонско-среднедевонских отложений территории Саратовской области) // Недр Поволжья и Прикаспия. – 2007. – Вып.51. – С.17-22.
8. Колодий В.В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти (на примере юга СССР). – Киев: Наукова думка. – 1983.
9. Силин-Бекчурин А.И. Динамика подземных вод. – М.: изд-во Моск. ун-та, 1958.
10. Сулин В.А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. – Л.: Гостоптехиздат, 1948.
11. Хабберт М.К. Гидродинамические условия формирования нефтяных месторождений. Пер. с англ. – М.: ГОСИНТИ, 1958.

УДК 549.762.1 (470.4)

## АЛУНИТ И ЯРОЗИТ В МЕЗОЗОЙСКИХ ПОРОДАХ ПОВОЛЖЬЯ

© 2010 г. В.Ф. Салтыков  
Саратовский госуниверситет

Минералы алунитовой группы широко распространены в природе, особенно алуни-т. Он формирует крупные скопления, имеющие промышленное значение. Детальное описание геологии и минералогии выполнено М.А. Кашкаем [5], а физико-химические условия его образования рассмотрены Ч.М. Кашкаем [6, 7]. Все скопления связаны с вулканогенным процессом – загликский тип сульфатных аллитов. Преобладают калиевые разновидности. В гипергенных условиях минералы встречаются сравнительно редко, и их скопления не превышают по рангу рудопоявления и мелких месторождений. Наиболее крупные из них наблюдаются в районе Жигулей [9]. В этом случае всеми исследователями принимается гипотеза сернокислотного выветривания за

счет окисления сульфидов (пиритов) и последующего выщелачивания алюминия из вмещающих глин. В их составе доминируют натровые минералы [17], хотя на Ермаковском месторождении (Жигули) значительную часть занимают калинатровые разновидности [9]. Поэтому они выделены в самостоятельный жигулевский тип сульфатных аллитов.

*Алуни-т*  $[K, Na, H_3O] Al_3 [(OH)_6 (SO_4)_2]$  слагает тонкозернистые массы белого (фарфоровидного), светло- или желтовато-серого цвета в зависимости от количества микропримесей. Минерал обладает матовым блеском и раковистым изломом с плотностью 2,6-2,9 г/см<sup>3</sup>. Он оптически положительный с  $N_g$  1,587-1,595 и  $N_p$  1,572-1,583. При повышении содержания кристаллизационной

воды (до 2 молекул) – в левигите – плотность понижается до  $2,58 \text{ г/см}^3$ , а показатели преломления имеют значения  $N_g 1,588$  и  $N_p 1,583$ . А.Д. Быков [2] отметил связь оптических характеристик с размерами зерен: чем меньше размеры, тем больше величина  $N$ , и это явление сопровождается повышением степени кристалличности и упорядочения структуры. В Na-алунитах  $N$  варьирует в диапазонах  $N_g 1,578-1,602$  и  $N_p 1,568-1,583$ , а плотность составляет  $2,5-2,6 \text{ г/см}^3$ . А.В. Зотов [4] показал, что увеличение температуры способствует формированию калиевых алунитов, а натровые разновидности доминируют в гипергенной обстановке. М.А. Кашкай на графике Na-алунит – К-алунит выявил возрастания на 1-2 % концентраций  $\text{SO}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в сторону первого минерала.

Алунит относится к ромбической сингонии. По морфологии кристаллов преобладают две формы: пинакоид и ромбоэдр, создающие псевдокубический облик кристаллов. Их вид изображен в монографии М.А. Кашкай. Наиболее сильные рентгеновские линии  $4,92 (5); 3,05 (5); 2,97 (10); 2,273 (7); 1,897 (8); 1,74 (7); 1,491 (7); 1,384 (6) \text{ \AA}$  зафиксированы в стандарте ASTM. В Na-алунитах величины межплоскостных расстояний и интенсивностей несколько уменьшаются по сравнению с К минералами. Левигиты показывают более диффузный характер дифрактограмм. М.А. Кашкай приводил следующие параметры элементарной ячейки: "a"  $6,97-6,98$ , "c"  $16,70-17,38 \text{ \AA}$ . С. Менчетти и К. Сабелли [15] уточнили данные: К-алунит – "a"  $7,020$ , "c"  $17,223 \text{ \AA}$ ; Na-алунит – "a"  $7,315$ , "c"  $17,224 \text{ \AA}$ , т. е. при замене Na на К происходит изменение параметра "c" при неизменности параметра "a".

Термическое поведение алунита изучали А.И. Цветков и Е.П. Вальяшихина [11], В.С. Сажин с коллегами [8] и Ч.М. Кашкай [7]. Дегидратация протекает в две стадии:  $450-540$  и  $700-850 \text{ }^\circ\text{C}$ . На первой происходит выделение воды уже при  $320-350 \text{ }^\circ\text{C}$  и процесс идет непрерывно, но дифрактограмма существенно не изменяется. Для ле-

вигитов отмечается дополнительный эндоэффект  $285 \text{ }^\circ\text{C}$  с потерей массы порядка 6 %. В диапазоне  $500-600 \text{ }^\circ\text{C}$  начинается распад алунита с образованием квасцов, которые кристаллизуются до  $700 \text{ }^\circ\text{C}$ . Дальнейшее нагревание до  $800 \text{ }^\circ\text{C}$  приводит к их разрушению с появлением  $\text{K}_2\text{SO}_4$  и оксида алюминия. Ч.М. Кашкай отметил, что уже на первой стадии вместе с водой и оксонием выделяется небольшая часть  $\text{SO}_3$ . Он установил зависимость: соотношение  $\text{SO}_3/\text{H}_2\text{O} = 2,22$  характерно для К-Na-алунитов, уменьшение этой величины – признак примеси оксониевой разновидности, а увеличение – содержания других сульфатов. В натровых алунитах температуры эндоэффектов примерно на  $10 \text{ }^\circ\text{C}$  ниже по сравнению с калинатровыми минералами.

Эти литературные сведения были основанием для изучения алунитов Поволжья. На Ермаковском месторождении желваки алунитов формируют рудный пласт. Здесь преобладают калинатровые разновидности (табл., обр. 43/6, 43/6а, 17/4), хотя отмечаются и натровые минералы (обр. 42/3б), для которых установлено более позднее происхождение. В них отмечены пониженные величины показателей преломления ( $1,572-1,578$ ), тогда как в остальных образцах зафиксированы более высокие значения. На электронных снимках наблюдаются две группы псевдокубических кристаллов алунита, различающихся размерами:  $0,5-0,7$  и  $1-2$  микрон (рис. 1). Они имеют неровные, частично изъеденные поверхности. В этом случае дифрактометрические пики обладают низкой интенсивностью, а кривая является несколько диффузной, что указывает на присутствие левигита, поэтому же появляется низкотемпературный эндоэффект на термограммах наряду с эндопиками при  $530$  и  $790 \text{ }^\circ\text{C}$ . В натровых разновидностях пики более узкие с большей интенсивностью, а на электронных снимках наблюдаются кристаллы квадратного сечения без признаков их изменения. Рентгеновская характеристика в целом соответствует стандарту ASTM.

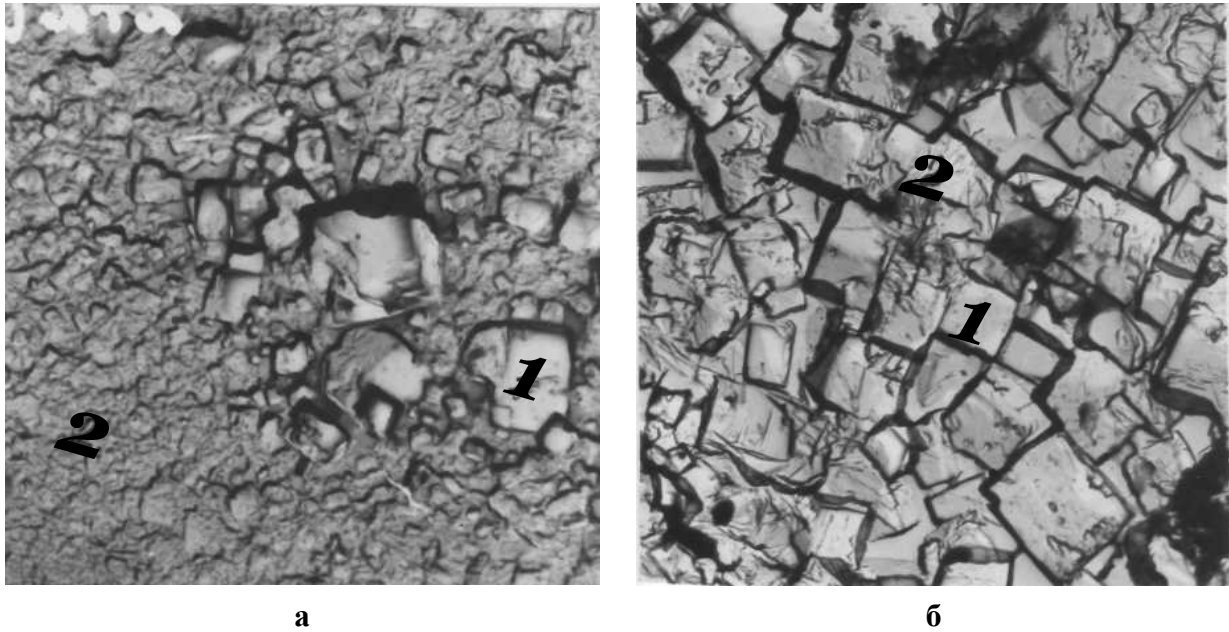
## Химический и минеральный состав пород, обогащенных алунитом и ярозитом (мас., %)

Компоненты, минералы	17/4	43/6	43/6а	42/36	12/1	Ц-5	13/5	39/2	6/1
SiO <sub>2</sub>	13,61	9,3	7,86	9,72	8,7	1,74	6,46	9,09	11,94
TiO <sub>2</sub>	–	сл	сл	–	сл.	сл	0,21	0,3	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,22	35,55	36,35	37,63	37,96	35,95	5,3	1,96	1,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	сл	2,78	2,46	1,12	0,8	1,6	39,6	40,68	42,31
FeO	–	0,41	0,21	–	–	–	–	0,28	0,14
MnO	0,05	0,04	сл	сл	–	сл	сл	0,01	–
CaO	0,34	0,56	0,56	0,56	0,43	0,83	0,84	0,59	1,43
MgO	0,2	–	–	–	0,1	0,3	0,41	0,45	–
Na <sub>2</sub> O	2,21	2,02	2,14	4,92	5,23	6,72	4,24	4,73	3,94
K <sub>2</sub> O	4,37	4,63	5,04	1,24	0,69	0,85	2,67	0,8	1,36
SO <sub>3</sub>	26,27	29,03	29,95	29,94	30,67	38,21	28,62	28,75	26,38
CO <sub>2</sub>	0,43	0,26	0,13	0,43	0,24	0,67	0,91	0,25	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	13,23	12,96	13,54	13,23	13,66	13,32	10,59	11,78	9,59
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,9	2,11	1,28	0,81	0,98	0,37	0,14	0,5	0,49
Сумма	99,8	99,6	99,5	100	99,5	100,6	100	100,2	98,9
К-алунит	38,4	40,7	44,3	10,9	6,3	7,5	4,6	–	–
Na-алунит	28,4	26	27,5	63,2	67,2	86,4	–	–	–
К-ярозит	–	–	–	–	–	–	14,2	8,1	14,4
Na-ярозит	–	–	–	–	–	–	66,4	74	61,6
гипс	–	1,7	3,7	0,6	0,6	1,2	0,8	2,5	3,1
галлуазит	31,1	20,3	17,1	21,6	18,7	–	4,9	1,3	–
метаалюминит	–	7,4	–	–	3,6	–	–	–	–
гиббсит	0,6	–	2,6	1	1,6	–	–	0,7	–
гетит	–	3,1	2,7	1,2	0,9	1,8	–	0,3	6,7
карбонаты	0,9	0,8	2,1	1,5	1,1	1,4	2,1	3,7	2,2
глинистые	0,6	–	–	–	–	–	7	–	–
кварц	–	–	–	–	–	1,7	–	9,4	12

В пределах Жирновской площади алунит не был обнаружен, но на территории Фроловской площади он слагает гнезда размером до 20 см в ассоциации с галлуазитом, причем здесь доминирует натровая разновидность (обр. 12/1, Ц-5, табл.). Целесообразно привести типовую дифрактограмму (рис.2), которая полностью соответствует стандарту ASTM 2-703. На термограмме выделяются эндоэффекты 95 °С с потерей массы 4,5 %, 470 °С – 12,6 %, 917 °С – 3,75 %, которые указывают на натровый левигит. В других образцах температуры и потери массы несколько разнятся: 110-130 °С – 3,5 %; 310 °С – 3,5 %; 515-560 °С – 13,5 %; 780 °С – 12 %; до 1050 °С выделяется еще 3,5 %, что обусловлено не только изменением состава алунита, но и содержанием примесей (например, обр. Ц-5).

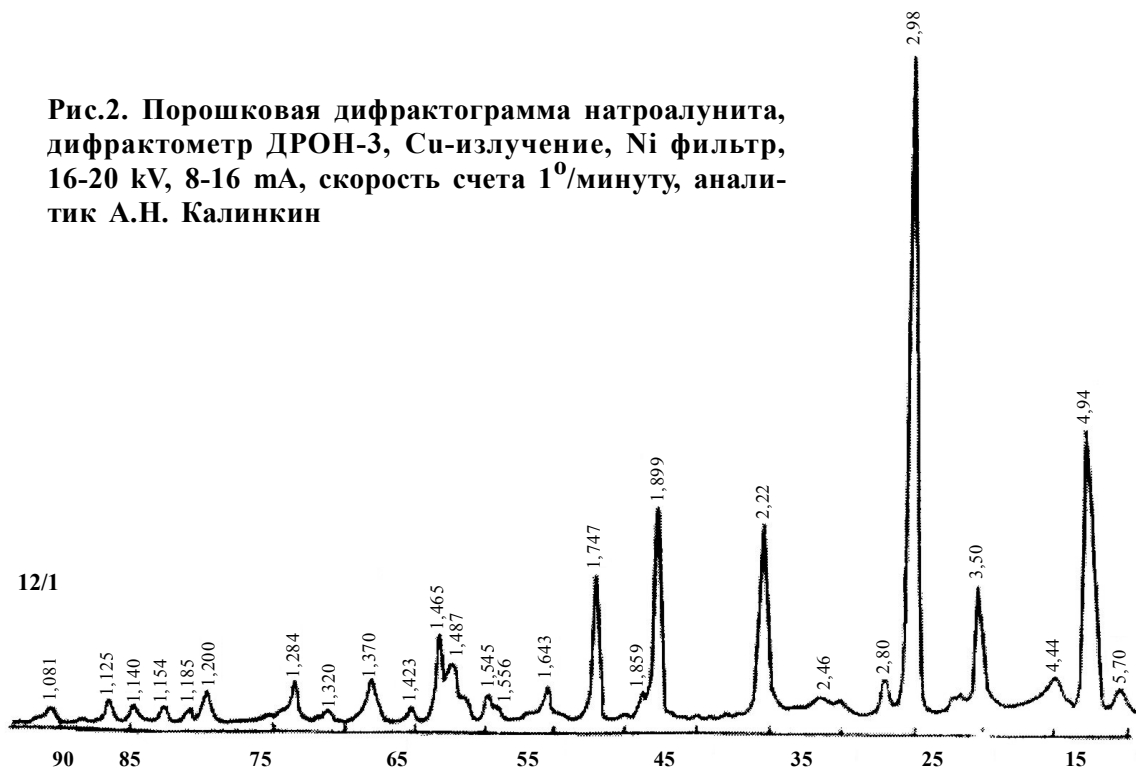
Таким образом, для типично гипергенных условий характерны натровые алуниты, среди которых отмечаются повышенные содержания кристаллизационной воды (левигиты). Но в районе Жигулей доминируют калинатровые разновидности, которые локализованы в контактной зоне между пермскими доломитами и среднеюрскими глинами. Натровые минералы здесь образовались позднее, такая их возрастная приуроченность наблюдается на Фроловской площади, где они фиксируются в различных мезозойских отложениях.

*Ярозит*  $[K, Na, H_3O] Fe^{3+} [(OH)_6(SO_4)_2]$  является железосодержащим аналогом алюминиевого сульфата – алунита. Поэтому их свойства близки, как и условия образования. Минерал обладает ярким желтым цветом с плотностью 3,89-4,02 г/см<sup>3</sup>. Он оптически



**Рис.1. Электронные снимки алунитов из глиноземных пород Жигулей:** а – обр. 42/3б, увел. 13000, реплика; б – обр. 43/6а, увел. 50000, реплика; использован микроскоп "Тесла", аналитик Н.А. Суетнова

**Рис.2. Порошковая дифрактограмма натроалунита, дифрактометр ДРОН-3, Си-излучение, Ni фильтр, 16-20 kV, 8-16 mA, скорость счета 1<sup>0</sup>/минуту, аналитик А.Н. Калинин**



отрицательный, N изменяется в пределах 1,735-1,757. Для кали-ярозита С. Менчетти и К. Сабелли приводили параметры элементарной ячейки: "a" 7,010, "c" 16,748 Å, а для

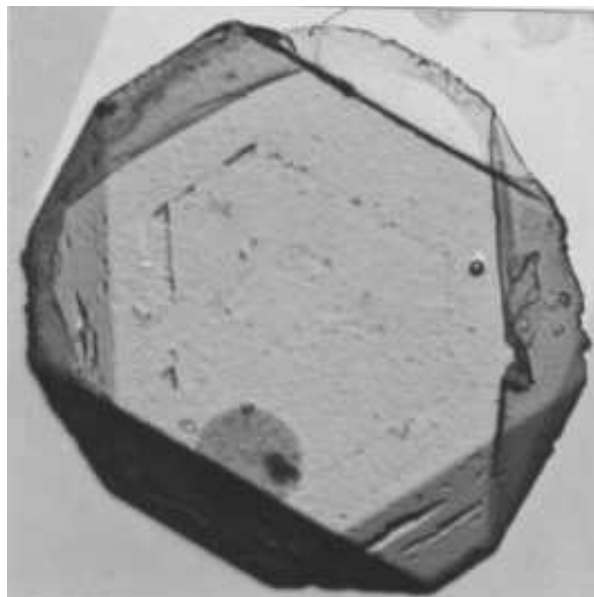
натроярозита – "a" 7,327, "c" 16,634 Å, подтверждающие различия в структуре обоих минералов. Структурные особенности ярозитов из разных месторождений изучали

Г.Б. Бокий и его коллеги [1]. Они показали, что в спокойной обстановке при небольшой степени пересыщения образуются более совершенные структуры, но наибольшие изменения отмечаются при замещении калия на натрий. Ф.И. Гильман и И.Б. Коноплева [3] изучили типоморфизм ярозитов, в результате чего наметили зависимость морфологии кристаллов от условий образования. Для гипергенных минералов характерны псевдокубические и псевдогексагональные формы с преобладанием ромбоэдров и пинакоидов. Обычно этот минерал разобщен в пространстве от мест нахождения алуниита, что связано в разными величинами рН существования ионов железа и алюминия в растворе. Но В.Дж. Кейт с коллегами [14] наблюдали единый кристалл, состоящий из сосуществующих обоих минералов без промежуточных членов этой серии.

Г.П. Брофи и М. Шеридом [13] отметили изменение параметра "с" при замещении калия на натрий и установили непрерывную серию твердых растворов, возникающую в результате замещения  $K^+ \rightarrow Na^+ \rightarrow H_3O^+$  при низких температурах. При этом натровые разновидности образуются только в тех условиях, в которых калий удаляется из раствора. К.В. Блед [12] показал, что ярозит и алуниит образуются после отложения гетита, когда содержание кислорода в воде превышает 0,04 мол. % и скорость насыщения больше скорости потребления. При молярном соотношении Fe/Al менее 0,5 формируются алуниит и гетит, при 0,5-1 появляется и ярозит, а при Fe/Al более 1 образуется ярозит после гетита. Подобная последовательность минералообразования наблюдалась по разрезу среднеюрских глин в скважине, пробуренной на Жирновской площади. В них проявилось сернокислотное выветривание под воздействием сернокислых подземных вод. До глубины 16 м породы имеют охристо-серый цвет за счет развития гетита, количество которого несколько увеличивается вверх по разрезу. Верхние 4 м мощности интенсивно ярозитированы до такой степени, что пер-

вичная слоистость пород сохранилась лишь в отдельных местах. Такое размещение минералов свидетельствует о более раннем осаждении гетита, на который накладывается развитие натрового ярозита.

Рассмотренные экспериментальные работы поясняют условия образования ярозита в мезозойских породах Поволжья. Он слагает гнезда и маломощные линзы как в среднеюрских глинах, так и среди глиноземных пород. При этом доминируют натроярозиты (табл.), примесей алуниита практически не установлено, содержание галлуазита почти на порядок меньше по сравнению со скоплениями алуниитов, но чаще наблюдается кварц. Кристаллы ярозита обладают четкой ромбоэдрической морфологией (рис.3).



**Рис.3. Электронный снимок натроярозита; обр. С-57/1, увел. 8000, реплика**

Показатели преломления составляют  $n_g 1,820$ ,  $n_p 1,715$ . Типовые дифрактограмма и термограмма натроярозита приведены на рис.4 и 5. Первая в целом соответствует стандарту ASTM 11-302. На термограмме наблюдаются два эндоэффекта:  $420\text{ }^\circ\text{C}$  с потерей массы 12,5 % и  $720\text{ }^\circ\text{C}$  – 22,5 %. Для других образцов отмечается небольшой низкотемпературный эндоэффект до  $150\text{ }^\circ\text{C}$ , а температуры остальных пиков варьируют в пределах  $435\text{-}445\text{ }^\circ\text{C}$  и  $745\text{-}750\text{ }^\circ\text{C}$ , что яв-

Рис.4. Порошковая дифрактограмма натроярозита

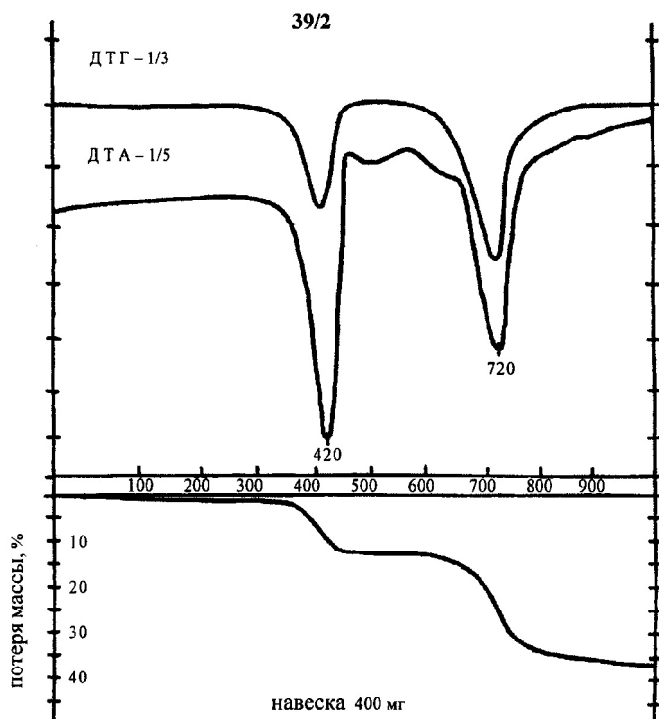


Рис.5. Термограмма натроярозита, дериватограф системы Паулик-Эрдей; скорость нагрева  $10^{\circ}$ /минуту, аналитик В.Г. Семёнова

ляется следствием некоторого изменения состава минерала, особенно содержания кристаллизационной воды.

*Условия образования алуниита.* Следует обратить внимание на физико-химическую сторону процесса. Этому вопросу посвящены работы Ч.М. Кашка [6, 7]. Он отмечал три фактора: температуру, кислотность раствора и концентрацию алюминия (С). Экспериментами установлено, что при воздействии на гидроксид алюминия растворов с калием и сульфат-ионом алуниит не образуется. При  $220^{\circ}\text{C}$  при  $C = 0,03\text{ M}$  появляется небольшое количество левигита, а при более высоких значениях образуются квасцы. Наиболее благоприятны температуры  $200-300^{\circ}\text{C}$  для формирования алуниита. Поэтому его крупные скопления связаны с вулканогенным процессом. Верхний предел pH составляет 5,3, выше которого образова-

ние невозможно в диапазоне  $C_{Al} 10^{-1} - 10^{-6}$  М. При этом необходимым условием является нахождение алюминия в растворе в форме  $[Al(OH)_2]^+$ , который определяет меру процесса алуниобразования. Он составляет остов будущей структуры минерала. При синтезе после израсходовании щелочей остается остаток типа  $[Al(OH)_2]_2[SO_4]$ , который соответствует метаалюминиту.

Нахождение примеси этого минерала в алунитах Поволжья подтверждает эксперименты по синтезу Ч.М. Кашкая. Он был обнаружен как в натровых (обр. 12/1), так и в калинатровых (обр. 43/6) разновидностях. Вероятно, что формирование алюминита предшествует образованию алунита, который возникает вследствие привноса щелочей подземными водами. Р. Родригес-Клемент и А. Хидалго-Лорес [16] полагали, что механизм осаждения алунита контролировался концентрацией ионов  $[Al(OH)_2(H_2O)_4]^{2+}$ , при этом важное значение имела их конденсация в твердом состоянии. Рост кристаллов обусловлен низкой скоростью процесса.

В более широком аспекте Ч.М. Кашкай рассмотрел физико-химическую сторону алуниобразования в последующей статье [7]. Он ввел понятие "реагирующий ион". Для его выявления он предложил использовать следующие принципы. 1. Расположение атомов в кристаллической решетке минерала, различие связей между группами, их обособленность должны отражать состав реагирующих ионов; для алунита это тетраэдры  $SO_4$  и гидроксоионы Al. 2. Количество осажденного минерала должно быть соразмерным с концентрациями реагирующих ионов, тогда вероятность столкновения между ними достаточно высока, чтобы привести к созданию устойчивой молекулы; поэтому ионы  $Al^{3+}$  и  $Al(OH)^{4-}$  не могут быть признаны реагирующими, так как в пределах pH, где алунит устойчив, концентрации этих ионов падают до  $10^{-17}$  моль. 3. Различные химические элементы, образующие в растворе

аналогичные комплексы, могут создавать однотипные, подчас изоструктурные минеральные разновидности. Подобный подход использован в работе [10], где рассмотрены минералы ряда алуноген – джурбанит – захерит – алюминит – базалюминит в зависимости от концентрации соответствующих форм ионов алюминия при определенных значениях pH.

Изучение устойчивости твердых соединений с позиции реагирующих ионов дает преимущества, среди которых главными являются следующие.

1. Объясняется стабильность состава минерала в пределах определенных значений параметров среды, а в некоторых случаях с достаточной точностью удается заранее предсказать эти величины.

2. Выясняется связь между строением кристаллической решетки и условиями формирования минерала, поскольку его структура может быть разделена на вероятные "кирпичики", исходя из расположения атомов и различий связей между отдельными группами.

3. Обосновывается парагенезис минералов, стабильность и метастабильность их ассоциаций, так как их устойчивость определяется общностью одного из реагирующих ионов и их эффективными концентрациями в растворе.

4. Расшифровывается механизм реакций и роль каждого типа ионов, что дает возможность более точно изобразить химическую формулу минерала с учетом вероятного количества кристаллизационной воды в структуре. Поскольку выбор типа ионов для составления истинной реакции минералообразования не является произвольным, константа равновесия этой реакции всегда будет выражаться в виде произведения активностей. Следовательно, выявление реагирующих ионов может оказаться полезным для решения минералогических и геохимических задач.

1. Бокий Г.Б., Григорьев Т.Н., Пальчук Н.А. Структурные особенности ярозита из разных месторождений // Доклады АН СССР, 1981. – Т.260. – № 6. – С.1458-1460.
2. Быков А.Д. Связь показателей преломления алунита с размерами зерен // Узбекский геологический журнал. – 1981. – № 5. – С.90-91.
3. Гильман Ф.И., Коноплева И.Б. Изучение типоморфных особенностей тонкодисперсных минералов группы ярозита с помощью электронного микроскопа // Записки Всесоюз. минералогического общества. – 1968. – Вып.5. – С.603-611.
4. Зотов А.В. Зависимость состава алунита от температуры его образования // Геохимия. – 1971. – № 1. – С.110-113.
5. Кашкай М.А. Алуниты, их генезис и использование. – М.: Недра, 1970. – Т.1. 400 С. Т.2. 316 С.
6. Кашкай Ч.М. Физико-химические условия алунитообразования. – Баку: Элм, 1972.
7. Кашкай Ч.М. Роль комплексных ионов в минералообразовании алунитового типа // Записки Всесоюз. минералогического общества. – 1975. – Вып.4. – С.473-478.
8. Сажин В.С., Запольский А.К., Захарова Н.Н. Термическое разложение искусственного калиевого алунита // Журнал неорганической химии, 1968. – Т.41. – № 8. – С.1675-1679.
9. Салтыков В.Ф. Алунит-галлуазитовые породы Жигулей // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2009. – Вып.60. – С.20-30.
10. Салтыков В.Ф., Калинин А.Н. К систематике сульфатов алюминия // Теория и методология минералогии: тезисы докл. Всесоюз. совещания. – Сыктывкар: Институт геологии Коми (филиал АН СССР), 1985. – Т.1. – С.66-68.
11. Цветков А.И., Вальяшихина Е.П. Материалы по термическому исследованию минералов // Труды Геологического института АН СССР, 1955. – Вып.157.
12. Bladh K.W. The formation of goethite, jarosite and alunite during the weathering of sulfide-bearing rocks // Econ. Geol., 1982. – V.77. – № 1. – P.176-184.
13. Brophy G.P., Sheridom M. Sulfate studies. IV. The jarosite – natrojarosite – hydronium jarosite solid solution series // Amer. Mineral., 1965. – V.50. – № 10. – P.1595-1607.
14. Keith W.J., Calk L., Ashley R.P. Crystals of coexisting alunite and jarosite, Goldfield, Nevada // Geol. Surv. Profess. Pap. – 1980. – № 1124 A-F. – P.1-5.
15. Menchetti S., Sabelli C. Crystal chemistry of the alunite series: crystal structure refinement of alunite and synthetic jarosite // Neues Jahrb. fur Mineral. Monatsch. – 1976. – № 9. – P.406-417.
16. Rodriguez-Clemente R., Hidalgo-Lopez A. Physical conditions in alunite precipitation as a secondary mineral // Chem. Weathering Proc. NATO. Adv. Workshop. Dordrecht., 1985. – P.121-141.
17. Ross C.S., Bergquist H.R., Monroe W.H. et al. Natroalunite in Upper Cretaceous sedimentary rocks, north-central Texas // J. Sediment. Petrol., 1968. – V.38. – № 4. – P.1155-1165.

УДК 691.4:666.32

## ПРИМЕНЕНИЕ ТРЕУГОЛЬНОЙ БАРИЦЕНТРИЧЕСКОЙ ДИАГРАММЫ ДЛЯ ОТРАЖЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

© 2010 г. А.А. Свиридов

Отдел геологии и лицензирования по Республике Мордовия "Приволжскнедра"

Треугольные барицентрические диаграммы для характеристики гранулометрического состава песчано-алевритово-глинистых пород применялись многими исследо-

вателями. На основе данных диаграмм созданы различные классификации Н.М. Стреховым, Л.В. Пустоваловым, В.П. Флоренским, которые с той или иной позиции пы-