

Т. Д. ДЖУМАЛИЕВ, В. Н. ХОЛОДОВ

## КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ ФОСФОРИТОНОСНОЙ ЧУЛАКТАУСКОЙ СВИТЫ МАЛОГО КАРАТАУ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

*(Представлено академиком Н. М. Страховым 30 VII 1969)*

Чулактауская фосфоритоносная свита Малого Каратау (Казахстан) складывается пластовыми фосфоритами, кремнистыми породами, железо-марганцевыми рудами и подчиненными им прослоями и линзами карбонатных пород, причем преобладающими петрографическими типами являются фосфориты и кремни.

Состав и условия образования разновидностей пластовых фосфоритов неоднократно описывались в литературе (<sup>1, 3, 5</sup>). Что касается состава и происхождения кремнистых пород, то здесь обычно дело ограничивалось их констатацией и общими соображениями о хемогенном их происхождении (<sup>1, 3, 6</sup>).

При изучении силицитов чулактауской свиты на площади всего Малокаратауского фосфоритоносного бассейна нами установлено, что, во-первых, среди кремнистых пород выделяются различные генетические типы, во-вторых, они закономерно распределены по типам разрезов, в-третьих, существует прямая фациальная связь между ними и фосфоритами. Все эти данные имеют непосредственное отношение к выявлению закономерностей размещения и условий образования фосфоритов каратауского типа и поэтому представляют особый интерес.

По структурным признакам и условиям образования среди силицитов, составляющих чулактаускую свиту, выделяются две группы пород — спонголиты и фтаниты, а также продукты их вторичного преобразования — халцедонолиты и кремнисто-глинистые сланцы. Их описанию и посвящена в основном данная заметка.

Спонголиты представляют собой плотные и однородные породы массивной или толстошлитчатой структуры, окрашенные в темно-серый, черный, темно-коричневый или белый цвет. При ударе молотком из них высекаются искры; раскальваясь, они образуют шероховатую поверхность с характерным раковистым изломом.

Под микроскопом порода нацело сложена спиккулами кремневых губок, перекристаллизованных до халцедона и кварца, иногда замещенных кристаллическим карбонатом и в различной степени пропитанных (сцементи-

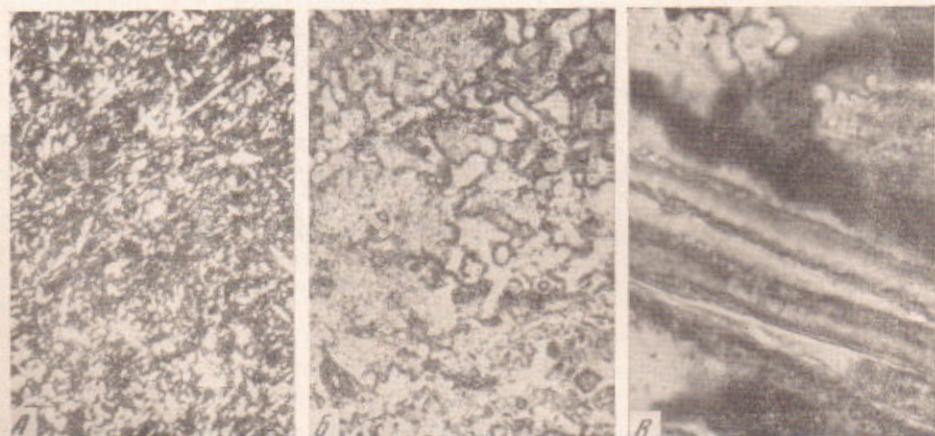


Рис. 1. Микрофотографии спонголитов чулактауской свиты Малого Каратау. А, Б — структура спонголитов: А — 29 ×, ник. +, Б — 21 ×, ник. ||; В — строение спиккулы губки, 250 ×, ник. ||



рованных) аморфным фосфатным и фосфатно-кремнистым веществом. В качестве примеси в нем присутствуют фосфоритовые обломочные зерна, сгустки, оолиты и их обломки, а также мелкий детрит фосфатных раковин хиолитов (рис. 1).

По размерам и составу спикул губок, составляющих основную массу породы, среди спонголитов выделяются две разновидности. Первая сложена относительно крупными (до  $0,20 \times 0,60$  мм) спикулами, состоящими из крупноволокнистого халцедона и чистого кварца, сцементированными пелитоморфным фосфатным и фосфатно-кремнистым веществом светло-бурого или густо-бурого цвета. Вторая разновидность этих пород слагается довольно мелкими ( $0,05 \times 0,3$  мм) халцедоновыми спикулами, плотно прилегающими друг к другу и ориентированными беспорядочно или слаболинейно. Характерно почти полное отсутствие цемента.

Содержание фосфатных обломочных зерен оолитов и детритовых обломков в спонголитах достигает 25—30%. Кроме них иногда встречаются микрокристаллы пирита и единичные зерна глаукогнита.

Химический состав типичных спонголитов представлен в табл. 1 (анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института АН СССР). Обращает на себя внимание очень высокое содержание кремнезема и незначительная примесь глинистого материала, что обуславливает небольшие количества  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $TiO_2$ . Характерно полное отсутствие органического вещества.

Вторичные преобразования мало изменяют состав типичных спонголитов. Они проявляют себя главным образом в перекристаллизации породы и в полном уничтожении ее первичной органогенной структуры. В результате возникают скрытокристаллические халцедонолиты или кристаллические кварцитовидные породы.

Макроскопически вторичная перекристаллизация выражается в пятнистом освещении различных участков кремневого пласта. Она особенно сильно развита в юго-восточной части района, где отложения чулактауской свиты прорываются каледонскими гранитоидами; в контакте с ними вместо спонголитов часто развиты типичные кварциты.

Таблица 1

Химический состав спонголитов и фтанитов чулактауской свиты Малого Каратау (%)

Порода	№ обр. (усл.)	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	FeO	MnO	CaO	MgO	$Na_2O$	$K_2O$	$H_2O^+$	$H_2O^-$	$CO_2$	$C_{орг}$	$P_2O_5$	$\Sigma$
Спонголиты	1	96,60	0,09	0,09	4,71	0,43	0,02	0,77	0,02	0,07	0,17	0,11	0,44	0,12	Her	0,004—0,01	100,32
	2	96,58	0,09	0,06	0,91	1,45	0,04	0,89	Her	0,14	0,20	0,10	0,44	0,08	»	0,22	100,60
	3	94,92	0,09	0,52	4,52	4,00	0,04	1,32	4,32	0,07	0,44	0,03	0,48	0,06	»	0,59	100,65
Фтаниты	4	67,25	0,72	9,36	3,72	0,72	0,07	4,33	1,80	0,73	3,78	2,12	0,48	2,66	0,26	1,49	100,56
	5	71,68	0,72	9,63	3,47	0,65	0,05	2,24	1,60	0,76	3,64	2,02	0,46	1,50	0,47	0,34	99,96
	6	73,65	0,55	7,45	3,80	0,50	0,02	2,82	1,05	0,65	2,97	1,88	0,42	0,66	4,33	1,09	99,87
	7	74,87	0,51	7,08	3,30	0,57	0,02	2,88	0,70	0,71	2,71	1,77	0,36	0,34	4,49	1,49	99,59

Примечание. В обр. №№ 4—7 определено также содержание S общ., которое вошло в сумму компонентов.



В разрезе чулактауской свиты спонголиты обычно тяготеют к нижней кремневой пачке, которая налагает непосредственно на «нижние» доломиты, причем особенно мощные спонголитовые скопления известны в пределах фосфоритовых месторождений Беркуты, Чабакты и Чулактау. Значительно реже спонголиты в виде слоев, прослоев и линз встречаются среди фосфато-кремнистой пачки и кремнистых сланцев месторождений Кок-су, Уч-бас, Джаны-тас. Кроме того, спонголитами сложены гальки и гравийные обломки кремнисто-фосфоритовых конгломератов и гравелитов, входящих в состав главных продуктивных горизонтов района.



Рис. 2. Тонкое переслаивание спонголитов и фтанитов в шлифах. А — 21 ×, ник. ||, Б — 29 ×, ник. +

Фтаниты представляют собой тонкослоистые, ритмичные породы темно-серого или черного цвета, состоящие из афанитового кремнезема (опала и халцедона), в различной степени пропитанного аморфным фосфатным и фосфатно-органическим веществом и содержащего обломки спикул кремнистых губок псаммитово-алевритовой размерности, фосфатные обломочные зерна, сгустки и оолиты, микрочешуйки гидрослюды и микровыделения ширита. Кроме того, в составе некоторых разновидностей встречаются единичные зерна глауконита, турмалина и сфена.

Сравнение химического состава фтанитов и спонголитов приведено в табл. 1. Очевидно, что во фтанитах резко возрастает глинистая составляющая. Благодаря присутствию глинистых минералов (гидрослюды) в них повышено содержание  $Al_2O_3$ , щелочей ( $K_2O$ ,  $Na_2O$ ), отчасти  $TiO_2$  и понижено содержание кремнезема. Обращает на себя внимание аномально высокое количество органического вещества.

Между фтанитами и спонголитами чулактауской свиты известны всевозможные постепенные взаимопереходы. Чаще всего тонкие слойки фтанитов обогащаются обломками спикул губок и возникает микроритмичное чередование прослоев двух пород (рис. 2).

Вторичные изменения фтанитов подробно описаны в (9); в процессах гипергенного выветривания они переходят в кремнисто-глинистые сланцы, широко распространенные в наиболее полных и мощных разрезах свиты в месторождениях Джаны-тас, Кок-су, Ак-джар и Уч-бас.

В стратиграфическом разрезе чулактауской свиты основная масса фтанитов и кремнисто-глинистых сланцев залегает в верхнем кремневом горизонте, тогда как спонголиты преимущественно располагаются в нижнем.



Различаются также ареалы их распространения и на площади. Фтани-ты и сланцы отчетливо тяготеют к наиболее глубоководным разрезам месторождений Кок-су, Джаны-тас и Уч-бас, тогда как спонголитовые скопления известны главным образом в сравнительно мелкоководных фациях Беркуты, Кыр-Чабакты, Ак-сай и Чулактау.

Такой своеобразный антагонизм в распределении спонголитов и фтани-тов в пределах фосфоритоносного бассейна Малого Каратау находит свое объяснение при анализе палеоэкологии археоциат. Многие исследователи ((<sup>8</sup>, <sup>7</sup>) и др.) отмечали то обстоятельство, что в кембрийских теплых морях две наиболее распространенные группы животных — трилобиты и археоциаты (к которым, по последним данным, принадлежат и кембрийские губки) как бы «избегали» друг друга: трилобиты обитали на глинистом дне и в мутной морской воде, тогда как колониальные археоциаты селились на твердом известковом грунте и для их произрастания нужна была сравнительно чистая вода. Поэтому можно предположить, что в тех затишных участках чулактауского мелководья, куда не попадала мутная вода рек, приносивших много глинистого материала, но где было много растворенного кремнезема, на известковом дне, сложенном «нижними» доломитами, пышно расцвели колонии губок. Возможно, что их пространственное положение в какой-то мере было унаследовано от предыдущего времени; ранее одним из авторов было показано, что во время отложения подстилающего горизонта беркутинских доломитов в пределах месторождений Беркуты, Ала-джар, Ак-сай и Чулактау, широкое распространение имели водорослевые биогенные карбонатные образования, образывавшие постройки, напоминающие рифы (<sup>10</sup>, <sup>11</sup>). После гибели кремневых губок спонгин, связывающий различные части их скелета, разлагался, а многочисленные спикулы поступали в осадок и захоронялись или перемещались волнами в смежные участки водоема. В более глубоководных и наиболее доступных для континентальных вод участках в это время отлагались глинисто-кремнистые илы. Сюда же периодически сбрасывались волнениями органическое вещество и обломки спикул и формировались осадки, в которых тонко чередуются глинисто-кремнистые и кремнистые прослои. Во время отложения пород верхнего кремневого горизонта количество взвешенного материала в водах Чулактауского моря сильно возросло, что стимулировало широкое распространение фтанитов, но тормозило биогенную садку кремнезема.

Принципиально важным нам представляется то обстоятельство, что по крайней мере часть кремнезема, слагающего чулактаускую свиту Малого Каратау, осаждалась не хемогенным (<sup>1</sup>, <sup>6</sup>), а биогенным путем (<sup>2</sup>, <sup>4</sup>).

Институт геологии  
Академии наук КиргССР  
г. Фрунзе

Поступило  
27 VII 1969

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> П. Л. Безруков, Фосфориты Кара-Тау, Алма-Ата, 1954. <sup>2</sup> Г. И. Бушинский, Древние фосфориты Азии и их генезис, М., 1966. <sup>3</sup> А. И. Смирнов, А. М. Тушина, Геология месторождений фосфоритов, в. 7, 41 (1962). <sup>4</sup> Н. М. Страхов, Геохимия кремнезема, М., 1966. <sup>5</sup> А. Г. Трухачева, Геология месторождений фосфоритов, в. 7, 5 (1962). <sup>6</sup> В. М. Гиммельфарб, А. М. Тушина, Международн. конгресс по седиментологии, Изд. АН СССР, 1960. <sup>7</sup> Н. М. Силицып, Палеогеография Азии, Л., 1962. <sup>8</sup> Н. М. Страхов, Основы исторической геологии, ч. 1, 1948. <sup>9</sup> В. Н. Холодов, ДАН, 193, № 6 (1970). <sup>10</sup> Н. Г. Бродская, В. Н. Холодов, ДАН, 165, № 6 (1965). <sup>11</sup> В. Н. Холодов, А. М. Корякин, Бюлл. МОИП, 13 (6) (1968).