

## ОБ ИЗОМОРФИЗМЕ Fe, Mg, Ca, Mn В КАРБОНАТАХ ГРУППЫ КАЛЬЦИТА ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА

*Н. В. Логвиненко, Г. В. Карпова, В. Г. Космачев*

В минералогической литературе описаны лишь бинарные серии карбонатного изоморфизма [1, 3, 19]. О поликомпонентной системе изоморфных замещений  $(\text{Fe}, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{CO}_3$  имеются весьма скудные сведения. Так, Дэна [3] указывает, что «Ca замещает  $\text{Fe}^{2+}$ » ограниченно до отношения  $\text{Ca} : (\text{Fe}, \text{Mg}) = 1 : 3,4$ . Приведен химический анализ образца из Моравии с высоким содержанием  $\text{CaO}$  ( $\text{CaO}$  11,72;  $\text{MgO}$  6,31;  $\text{FeO}$  39,39;  $\text{CO}_2$  38,52; прочие — 4,06%). В работе Ю. А. Билибина [2], посвященной химической смесимости карбонатных компонентов и носящей реферативный характер, использовано много химических анализов, но не рассматривается форма карбонатных компонентов в составе минералов.

Некоторые сведения об изоморфизме Fe, Mg, Ca, Mn в карбонатах осадочного генезиса содержатся в работах Д. П. Сердюченко [17], В. И. Каурковского [5], М. Т. Кучеренко [8], А. У. Литвиненко [9], где описываются железистые карбонаты со значительным содержанием  $\text{CaCO}_3$  (до 10—12%) при отсутствии кальцита. Железистые карбонаты с 6—10% содержанием  $\text{CaCO}_3$  в составе изоморфной смеси исследованы В. В. Копериной и З. В. Тимофеевой [16], которые для этих образцов предлагают название «магниокальциосидеритов».

Д. А. Виталь [16], изучая конкреции в раннемезозойских отложениях Кировской области, приходит к выводу об изоморфизме железа, кальция, магния и марганца в решетке карбоната.

Приведенный перечень не является исчерпывающим, но все опубликованные работы относятся к таким смесям, где кальциевая составляющая играет резко подчиненную роль (максимум 10—12% от суммы карбонатов). В то же время в ряде случаев при исследовании карбонатов химическим путем в составе карбонатной части, наряду с  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ , устанавливаются и значительные количества  $\text{CaO}$ , причем соответствующие этим окислам простые карбонаты не определяются ни кристаллооптическим, ни рентгеновским, ни термическим, ни каким-либо другим изучением.

В этом отношении большой интерес представляют работы Б. Г. Эренбурга. В одной из них [22] рассмотрены вопросы искусственного получения изоморфных смесей типа  $(\text{Fe}, \text{Ca})\text{CO}_3$  и приведена структурная характеристика (размеры ячеек) членов полученного непрерывного ряда. В дальнейшем автор занимался исследованием природных сидеритов с повышенным содержанием кальция [23]. Здесь Б. Г. Эренбург приходит к выводу, что изучавшиеся им образцы представляют собой смесь двух карбонатов: обычного сидерита, более или менее чистого, и «кальциосидерита» с большими параметрами.

Содержание этих карбонатов в образцах переменное, но в двух образцах (из четырех) количества сидерита и «кальциосидерита» одинаковы, о чем с каким-то приближением можно судить по интенсивностям рефлексов сидерита и «кальциосидерита» на рентгенограммах (№ 4451 и 3212). Приведены параметры  $a$  и  $c$  этих карбонатов. По параметрам сделан расчет содержания  $\text{CaCO}_3$  в «кальциосидерите», и эти расчетные данные очень близко совпали с результатами химанализа.

Однако здесь, на наш взгляд, автор допускает неточность. Приведенные им результаты химического анализа характеризуют не «кальциосидерит», а пробы в целом, т. е. оба карбоната — сидерит и «кальциосидерит», которые составляют образцы изученных Б. Г. Эренбургем конкреций. Автор убедительно доказал наличие этих двух минералов в каждом образце. Следовательно, и пересчет химанализов нужно делать на два карбоната — сидерит и «кальциосидерит», что мы и произвели по данным Б. Г. Эренбурга.

Такой пересчет показывает, что в «кальциосидеритах» Б. Г. Эренбурга роль  $\text{CaCO}_3$  значительно больше, чем указывает сам автор. При этом полученные им параметры  $a$  и  $c$  «кальциосидеритов» оказываются заниженными, т. е. при действительном содержании  $\text{CaCO}_3$  в «кальциосидеритах» по расчету они должны быть больше (табл. 1). Таким образом, сидериты с повышенным содержанием  $\text{Ca}$  в присутствии изоморфных  $\text{Mn}$  и  $\text{Mg}$  характеризуются параметрами  $a$  и  $c$ , которые меньше параметров, найденных по данным химанализа согласно правилу Вегарда о линейном изменении параметров элементарной ячейки в изоморфных смесях при изменении химсостава.

С изоморфизмом  $\text{Fe}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Mn}$  мы столкнулись при исследовании карбонатных диагенетических конкреционных образований таврического флиша Крыма, отложений крымской и донецкой средней юры [12]. В таврической серии конкреции очень широко развиты [11] и приурочены к глинистым элементам ритмов. В среднеюрских отложениях Крыма такие конкреции развиты в толщах флишевого типа близ Ялты (Васильевка), в районе склонов Гурзуфского седла, близ Счастливого и приурочены также к глинистым породам. В пределах северо-западной окраины Донбасса конкреции такого типа встречаются в глинах верхнего байоса и нижнего бата.

Описываемые карбонаты, слагающие конкреции, характеризуются пелитоморфной или мелкозернистой структурой. Помимо карбонатной части, конкреции содержат нерастворимый остаток, основная масса которого принадлежит глинистому материалу (гидрослюда). Химическое изучение (табл. 2) свидетельствует о том, что в составе карбонатной части присутствуют в различных соотношениях  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$ , причем преобладающим (более 49—50%) является  $\text{FeCO}_3$ . Содержание  $\text{CaCO}_3$  в отдельных образцах достигает 38—39% (за вычетом кальция, входящего в решетку фосфата) и обычно превышает содержание  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$ . Это представляет особый интерес в связи с тем, что для бинарной серии  $\text{FeCO}_3$ — $\text{MgCO}_3$  устанавливается неограниченная смесимость, а для  $\text{FeCO}_3$ — $\text{CaCO}_3$  — прерывистая [1, 3, 19], причем в нашем случае содержание  $\text{CaCO}_3$  в составе сложной смеси превышает известные пределы для бинарного ряда  $\text{FeCO}_3$ — $\text{CaCO}_3$  [19].

Из малых элементов в составе конкреций обнаружены  $\text{V}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$  [6, 13], причем по крайней мере  $\text{Sr}$  и  $\text{Co}$  связаны с карбонатной частью конкреций, а не с их нерастворимым остатком. Содержания этих элементов малы. Одновременно известна способность  $\text{Sr}$  ограниченно замещать  $\text{Ca}$ , а  $\text{Co}$  —  $\text{Ca}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Mg}$  в тригональных кар-

Таблица 1.

№ образцов	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	А кальциевого сидерита	С сидерита	содержание СаСО <sub>3</sub> по:		J к. сидерита J сидерита
							А	С	

## Данные Б. Г. Эренбурга

4451	15,5	8,4	71,6	4,5	4,730	15,661	4,680	15,350	16	19	0,95
3212	9,4	14,8	74,1	1,7	4,709	15,511	4,672	15,305	9	10	1,00

№ образцов	CaCO <sub>3</sub>	сидерит			CaCO <sub>3</sub>	"кальциосидерит"			А кальциевого сидерита (расчетные данные)	С сидерита
		MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>		MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>		

## Расчет по данным Б. Г. Эренбурга

4451	4	17	79	—	27	—	64	9	4,770	15,824
3212	3	30	67	—	16	—	81	3	4,732	15,619

Таблица 2

	3386	5083	Б-92	6112	Б-87	3259	10/2—3	506	520	3001	530	4/722	6040	303	2	131КО
CaO	16,20	15,34	10,66	4,83	6,46	12,28	4,54	2,14	2,15	3,45	3,17	2,08	3,14	3,45	0,35	5,17
MgO	2,72	2,50	4,90	4,34	5,60	7,47	3,54	3,76	8,16	0,57	5,77	4,64	0,95	0,57	1,76	0,83
FeO	18,26	22,36	28,06	24,80	31,84	26,70	37,96	25,74	47,34	27,32	39,76	40,08	34,90	26,47	51,94	54,88
MnO	0,84	1,27	1,90	2,11	1,48	1,27	0,06	—	1,70	—	0,01	0,58	3,42	0,06	2,90	1,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	0,65	1,28	—	1,41	—	0,59	—	0,77	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	1,05	1,38	1,31	1,96	2,11	3,37	2,16	—	1,23	2,99	0,57	2,08	4,74	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3,36	2,14	1,20	1,50	0,46	1,61	2,02	0,11	—	—	—	0,36	0,98	0,32	0,03	0,15
S <sub>общ.</sub>	0,15	0,16	0,09	0,20	0,05	0,07	0,36	0,43	—	0,12	0,07	0,42	0,08	3,21	—	—
C <sub>орг.</sub>	1,82	0,70	0,93	1,10	1,26	1,01	0,76	0,32	—	0,76	—	0,41	0,04	1,31	—	—
CO <sub>2</sub>	15,21	23,46	23,70	20,07	22,04	23,67	19,30	12,60	32,65	12,64	27,90	22,05	21,01	20,25	35,50	25,67
Нераствори- мый остаток	38,72	29,25	25,90	37,47	28,15	23,25	27,62	49,14	6,13	49,54	22,30	27,38	32,64	36,57	6,08	13,00
Сумма	98,42	98,43	98,73	97,73	99,50	99,64	99,29	97,67	98,05	99,13	102,94	99,16	99,84	97,72	98,56	101,20
CaCO <sub>3</sub>	38,80	35,81	23,85	9,81	15,50	20,02	17,99	11,66	3,84	21,08	9,08	6,56	5,06	12,26	0,66	7,39
MgCO <sub>3</sub>	9,25	7,50	10,56	14,75	11,42	6,52	8,03	12,64	17,17	2,30	9,54	9,35	2,85	2,38	3,95	1,55
FeCO <sub>3</sub>	49,67	53,65	61,12	68,69	69,54	70,03	73,80	75,70	76,27	76,62	81,37	82,46	83,88	84,18	90,34	87,96
MnCO <sub>3</sub>	2,28	3,04	4,47	6,75	3,54	3,54	0,18	—	2,72	—	0,01	1,63	8,21	0,18	5,05	3,10
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечания. 1. Образец 131 КО—Донбасс, средняя юра. Образец—2 эталонный сидерит. Остальные образцы из таврической формации Крыма [10]. 2. Анализ карбонатов выполнялся согласно методике, предложенной Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон. Аналитик И. И. Тимофеева.

бонатах. Поэтому можно допустить, что Sr и Co входят в решетку карбоната-конкрецииобразователя в качестве изоморфной примеси.

Сложный изоморфизм Fe, Ca, Mg, Mn в описываемых карбонатах подтверждают следующие методы исследования:

1. Кристаллооптическое изучение. Конкреции обладают мономинеральным составом, простые карбонаты Fe, Ca, Mg, Mn не устанавливаются. Кристаллооптическое изучение проводилось в иммерсионных препаратах. При помощи стандартных наборов иммерсионных жидкостей измерялся меньший показатель  $N_e$ .

Затем по графику зависимости между показателями преломления тригональных карбонатов [18] определялся больший показатель ( $N_0$ ).

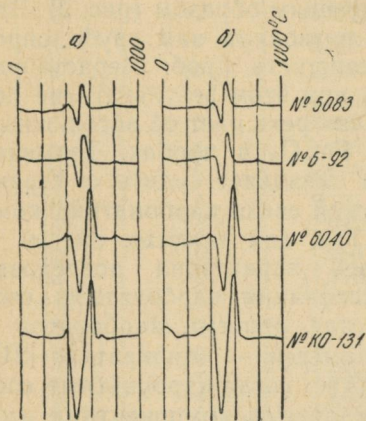


Рис. 1. Кривые нагревания карбонатов:

а) натуральные образцы;  
б) пробы с 30% нерастворимого остатка.

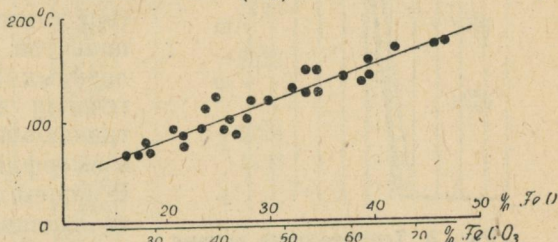


Рис. 2. График зависимости между разностью отметок экзотермических и эндотермических пиков и железистостью проб.

Для контроля производились замеры непосредственно  $N_0$  в высокопреломляющих сплавах. Вещество конкрецииобразователя характеризуется одноосностью, отрицательным знаком (группа кальцита) и значениями  $N_0$  от 1,780 до 1,850—1,860, что уже близко к показателю чистого сидерита. Высокие значения  $N_0$  соответствуют сильно железистым членам изоморфной системы.

2. Термическое изучение<sup>1</sup>. Полученные термограммы (рис. 1) фиксируют: эндотермическую реакцию диссоциации карбоната с отметками пиков в области 470—570°, непосредственно следующую за нею экзотермическую реакцию окисления двухвалентного железа (540—700°). Для ряда образцов (обычно с большим содержанием FeO) характерна экзотермическая реакция образования кристаллической фазы со структурой шпинели в интервале температур 780—830° [4]. Непосредственное влияние примесей на кривые нагревания сказывается в появлении экзотермической реакции около 400°, которая обусловлена сгоранием органического вещества и окислением пирита [14, 20].

Чтобы выяснить характер изменения кривых нагревания только от изменения минералогического состава, пробы путем добавления материала, идентичного нерастворимому остатку, уравнивались относительно содержания примеси (примерно 30%, рис. 1, б) [17]. Происходит возрастание амплитуд эндотермического и экзотермического эффектов и увеличение разности между их отметками по мере приближения образцов к сидериту. Кроме того, образцы с минимальным абсолютным со-

<sup>1</sup> В ходе термического анализа применялись платино-платинородневые термopары, сечением 0,5 мм, и печи с автоматической регулировкой нагревания 20 град./мин. В качестве эталона использовалась окись магния. Навеска — 0,3 г. Нагревание производилось при свободном доступе воздуха к пробе.

держанием  $\text{FeCO}_3^1$ , независимо от их минералогического состава, характеризуются минимальными амплитудами пиков диссоциации карбоната и окисления двухвалентного железа и минимальными значениями интервала температур между этими пиками. С увеличением количества  $\text{FeCO}_3$  эти характеристики возрастают. В частности, зависимость между количеством  $\text{FeCO}_3$  в пробах и разностью температур между экзотермическими и эндотермическими пиками в условиях эксперимента выра-

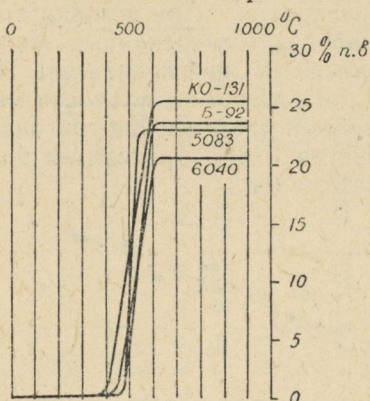


Рис. 3. Термовесовые кривые карбонатов.

жалась следующим образом (рис. 2). Эта зависимость позволила нам грубо определять железистость проб. Нерастворимый остаток при этом результата не искажает, так как речь идет об абсолютных количествах  $\text{FeCO}_3$  в пробах. Термический анализ позволяет судить о характере химической связи карбонатных компонентов. Так, для простых смесей и двойных солей характерна последовательная диссоциация карбонатных составляющих, для простых карбонатов и изоморфных смесей — однократная [21]. В нашем случае, когда карбонатные составляющие являются компонентами изоморфной смеси, всегда наблюдается однократная диссоциация.

Исследовавшиеся минералы характеризуются также однократным изменением веса в связи с диссоциацией, выделением  $\text{CO}_2$  (рис. 3).

3. Рентгеновское изучение. Карбонаты изучались на установках УРС-70 в камерах диаметром 57,3 мм и УРС-50-ИМ при Fe-излучении.

Рентгеновским методом была проверена мономинеральность карбонатной части образцов. В качестве конкрецьеобразователя установлен один железистый карбонат типа сидерита. Диагностика кальцита в смеси с таким карбонатом несколько затруднена, так как наиболее интенсивный рефлекс ( $10\bar{1}4$ ) кальцита совпадает с  $\beta$ -линией сидерита. Нами была проведена съемка эталонного сидерита и образца 5083 без фильтра и с  $\beta$ -фильтром (в области  $17^\circ 30' - 21^\circ 00'$ , рис. 4). Отношения интенсивности  $\alpha$ - к  $\beta$ -линии образца 5083 при съемке без фильтра и с  $\beta$ -фильтром такие же, как и у эталонного сидерита, снятого при тех же условиях. Следовательно, на рентгенограммах нет рефлекса ( $10\bar{1}4$ ) кальцита. Не обнаруживаются и другие отражения кальцита.

Для контроля была произведена съемка искусственно составленной смеси образца 131 КО (70% весовых) и кальцита (30%). Дифракционный спектр кальцита настолько характерен, что в смеси с железистым карбонатом кальцит устанавливается очень легко. Для кальцита были определены параметры методом асимметричной съемки с эталоном. Так как образец 131 КО содержит нерастворимый остаток в количестве 13%, то соотношение карбонатных компонентов в смеси его с 30% кальцита практически соответствует соотношению этих компонентов в наиболее богатых кальцием карбонатах сложного состава. Дебаеграмма смеси демонстрирует четкие линии кальцита со значительными интенсивностями и увеличение интенсивностей при совпадении линий у кальцита и железистого карбоната (табл. 3).

<sup>1</sup> Имеется в виду весовое количество железистого компонента изоморфной смеси  $(\text{Fe}, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{CO}_3$  в пробах.

Таблица 3

Результаты расшифровки дебаеграммы смеси образца 131 КО с кальцитом

№	J	$\frac{d_\alpha}{n}$	$\frac{d_\beta}{n}$	Ca—Mn сидероплезит	Кальцит
1	1	(3,935)	3,569		
2	4	3,580	(3,239)	10 $\bar{1}2$	
3	1	(3,322)	3,011		
4	7	3,013	(2,731)	10 $\bar{1}4\beta$	10 $\bar{1}4$
5	10	2,784	(2,525)	10 $\bar{1}4$	
6	1	(2,556)	2,316	11 $\bar{2}0\beta$ , 0006(?)	11 $\bar{2}0\beta$ (?)
7	2	2,480	2,248		
8	5	2,340	(2,123)	11 $\bar{2}0$	
9	2	2,271	(2,058)		11 $\bar{2}0$
10	6	2,127	(1,927)	11 $\bar{2}3$	
11	3	2,082	(1,887)		20 $\bar{2}2$
12	5	1,960	(1,777)	20 $\bar{2}2$	
13	2	(1,918)	1,736		
14	5	1,865	(1,691)		11 $\bar{2}6$
15	3	1,790	(1,622)	02 $\bar{2}4$	
16	10	1,725	(1,578)	11 $\bar{2}6$	
17	1	(1,665)	1,509		
18	1	1,599	(1,449)		
19	2	1,520	(1,378)		
20	5	1,500	(1,360)	12 $\bar{3}2$	
21	1	1,465	(1,385)		
22	1	1,434	(1,299)		
23	4	1,419	(1,287)	21 $\bar{3}4$	
24	1	1,392	(1,262)		
25	1	1,372	(1,244)		
26	5	1,3487	(1,2240)	30 $\bar{3}0$	
27	1	1,293	(1,172)		
28	2	1,2781	(1,1584)	0. $\bar{0}$ . 0. 12	
29	2	1,220	(1,106)		
30	5	1,1938	(1,0820)	30 $\bar{3}6$	
31	2	1,175	(1,065)		
32	1	1,169	(1,059)		
33	4	1,152	(1,044)		13 $\bar{4}4$
34	1	1,141	(1,034)		
35	3	1,1212	(1,0162)	13 $\bar{4}1$	
36	1	1,111	(1,007)		
37	4	1,0834	(0,9819)	2. 1. 3. 10	
38	3	1,0778	(0,9771)		
39	2	1,0635	(0,9640)	22 $\bar{4}6$	

Однако отсутствие линий кальцита на рентгенограммах и обоснование мономинеральности образцов исследовавшихся карбонатов при отсутствии кальцита являются лишь косвенным доказательством изоморфизма. Прямое доказательство — это изменение параметров элементарной ячейки в зависимости от состава. В сложной поликомпонентной системе, которую представляют собой исследованные карбонатные минералы, параметры элементарной ячейки определяет железистый компонент. Магний уменьшает, марганец и кальций увеличивают размеры элементарной ячейки. В связи с этим наблюдается увеличение параметров решетки от карбонатов, близких сидериту, к кальциевым разностям (рис. 5).

Здесь необходимо подчеркнуть, что параметры решетки кальциевых разностей железистых карбонатов типа сидерита (в  $\bar{A}$  в гексагональ-

ных кристаллографических осях) оказываются заниженными по сравнению с расчетными по химанализу данными, что, как отмечалось выше, имеет место и в других случаях [23]. Можно надеяться, что детальные рентгеноструктурные исследования изоморфной системы (Fe, Ca, Mg, Mn)  $\text{CO}_3$  окажутся более успешными, когда изучению будут подвергнуты чистые кристаллические препараты, полученные искусственным путем.

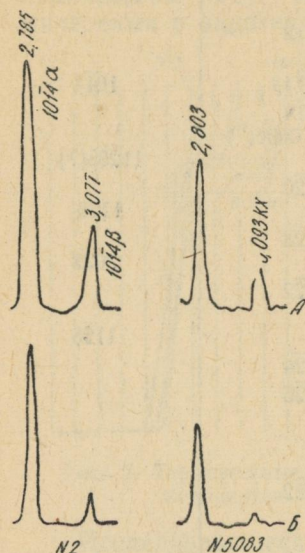


Рис. 4. Дифрактограмма сидерита и образца 5083 в области  $17^\circ 30' - 21^\circ 00'$ . Fe — излучение. А — съемка без фильтра, Б — с β-фильтром.

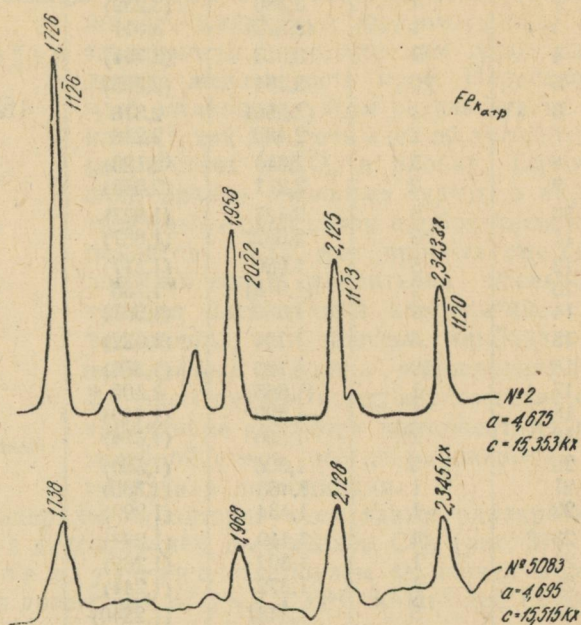
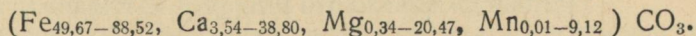


Рис. 5. Дифрактограммы образцов карбонатов. Fe — излучение.

4. Методы окрашивания. Характер окрашивания образцов подкисленным раствором красной кровяной соли [1] из-за большого количества FeO аналогичен окрашиванию сидероплезита и сидерита.

### Обсуждение результатов

На основании сказанного состав описываемых карбонатов может быть выражен следующей кристаллохимической формулой:



Вероятно, в этой изоморфной системе главенствующая роль принадлежит (более 49—50%) железистому компоненту (рис. 6). Значение кальциевой составляющей в настоящее время недооценивается.

Несмотря на небольшое содержание  $\text{MnCO}_3$  в карбонатах из Донецкого бассейна и Крыма, необходимо отметить, что неограниченная смешимость Fe и Mn в ряду сидерит — родохрозит может привести к образованию и сильно марганцовистых членов системы (Fe, Ca, Mg, Mn)  $\text{CO}_3$ . Такое явление описано для карбонатов железорудной формации Керченского бассейна [24], детальное минералогическое изучение которых заставляет допустить вхождение  $\text{CaCO}_3$  в решетку минералов ряда манганосидерит—родохрозит.

В заключение нужно подчеркнуть, что почти все термины (брейнерит, мезитит, пистомезит, сидероплезит, феррокальцит, сидеродот, понит,

олигонит) относятся к членам бинарных изоморфных рядов. Исключения составляют названия марганцовистых разностей в ряду  $\text{MgCO}_3$ — $\text{FeCO}_3$  (например, манганосидероплезит и др.), где отражен еще один — Mn-компонент. Для наименования же членов поликомпонентной системы (Fe, Ca, Mg, Mn)  $\text{CO}_3$  названий нет, хотя минералы такого состава существуют, а бинарные ряды можно считать частными случаями сложного изоморфизма, когда содержание третьего компонента приближается к нулю.

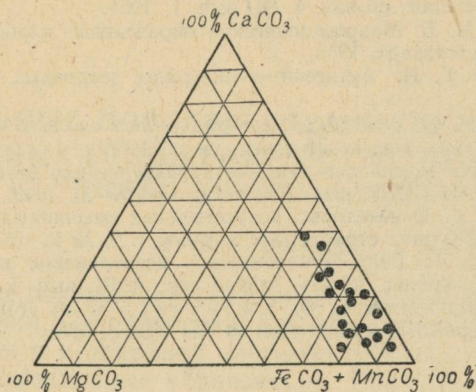


Рис. 6. Состав карбонатов — членов изоморфной системы (Fe, Ca, Mg, Mn)  $\text{CO}_3$ .

Описанные карбонаты не могут именоваться магнеосидеритами, так как зачастую в их составе кальциевая составляющая преобладает над магниевой. Для подобных минералов можно предложить такие названия, как кальциевый манганосидероплезит, кальциевый манганопистомезит и т. д.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, М., 1950.
2. Билибин Ю. А. О смесимости минералов группы кальцита. Избр. труды, т. 3, Изд-во АН СССР, 1961.
3. Дэна Дж. и др. Система минералогии, т. 2, полутом 1. Изд-во иностр. лит., 1953.
4. Карпова Г. В. О минеральных фазах, образующихся при нагревании некоторых карбонатов. «Зап. Всес. минералог. об-ва», вторая серия, ч. 92, вып. 2, 1963.
5. Каурковский В. А. О ступенчатой природе процесса диссоциации сидеритов. «Журнал прикладной химии», 27, вып. 2, 1950.
6. Космачев В. Г. О перераспределении элементов при диагенезе глинистых отложений средней юры северо-западной окраины Донбасса. «Докл. АН СССР», т. 139, № 1, 1961.
7. Космачев В. Г. К термографии железистых карбонатов — членов изоморфной системы (Fe, Ca, Mg, Mn)  $\text{CO}_3$  осадочного генезиса. Сб. «Теоретические и генетические вопросы минералог. и геохимии», Изд-во АН УССР, 1963.
8. Кучеренко М. Т. Карбонатные конкреции в толще среднего карбона южного борта Днепровско-Донецкой впадины. «Научн. зап. Днепропетровск. ун-та», т. 58, 1958.
9. Литвиненко А. У. К характеристике сидерита их киммерийских слоев. «Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва», № 7, 1953.
10. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Шандыба К. Г., Шапошников Д. П. О типах терригенного флиша в таврической формации Крыма. «Докл. АН СССР», т. 121, № 3, 1958.
11. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. Конкреционные образования терригенного флиша Крыма. «Докл. АН СССР», т. 127, № 6, 1959.

12. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г. О системе изоморфных замещений в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса. «Докл. АН СССР», т. 138, № 1, 1961.
  13. Логвиненко Н. В., Космачев В. Г. О перераспределении некоторых малых элементов при диагенезе отложений таврической серии Крыма. «Докл. АН СССР», т. 135, № 2, 1960.
  14. Логвиненко Н. В., Шуменко С. И. К термографии каустобиолитов и глинистых минералов. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 6, 1961.
  15. Методы изучения осадочных пород, т. 2. Госгеолиздат, М., 1957.
  16. Сб. «К познанию диагенеза осадков». Изд-во АН СССР, 1959.
  17. Сердюченко Д. П. Сидероплезит из девонских отложений на Южном Тимане. «Зап. Всес. минералог. об-ва», ч. 80, вып. 1, 1951.
  18. Татарский В. Б. Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита. Гостоптехиздат, 1955.
  19. Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1958.
  20. Цветков А. И. Об особенностях термического анализа глин. Сб. «Исследование и использование глин». Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
  21. Цветков А. И. Термоаналитические характеристики безводных карбонатов. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 106, петр. сер., № 30, 1949.
  22. Эренбург Б. Г. О некоторых искусственных смешанных карбонатах структурного типа кальцита. «Журнал структурной химии», т. 2, № 2, 1961.
  23. Эренбург Б. Г. Рентгенометрическое исследование кальцийсодержащих сидеритов. «Зап. Всес. минералог. об-ва», вторая сер., ч. 91, вып. 5, 1962.
  24. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Кириченко О. Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Изд-во АН УССР, 1961.
-

## МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ В КОНКРЕЦИЯХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА

*П. В. Зарицкий*

В угленосных отложениях восточных районов Донбасса (Должанский, Несветаевский, Свердловский, Краснодонский, Шахтинский, Семикаракорский), как и в западной части бассейна [1, 4], широко развиты карбонатные конкреционные образования. Среди них значительно распространены конкреции-септарии, трещины сокращения которых заполнены кристаллическими минеральными новообразованиями.

Основным материалом для отбора и изучения вторичных минералов в конкрециях был керн буровых скважин. Нами собрано большое количество необходимого материала (сотни образцов), обработка которого позволяет дать достаточно ясную картину распространения отдельных вторичных минералов в конкрециях, установить последовательность минералообразования, наметить сходство и отличие в минералогии новообразований западных и восточных районов бассейна и попытаться выяснить возможные причины такого отличия.

Среди описанных конкреций преобладают уплощенные (лепешковидные и линзовидные), с беспорядочным расположением трещин сокращения, относимые нами к первой разновидности септарий [1, 4]. Протяженность и мощность трещин сокращения зависит в общем от размеров конкреций. Как и в конкрециях западных районов бассейна, минеральные новообразования обычно нацело заполняют трещины сокращения. Вследствие этого степень идиоморфизма отдельных вторичных минералов целиком определяется последовательностью их образования и формой пространства, в котором происходил рост кристаллов. Как и для западных районов, перекристаллизация стенок трещин наблюдается редко, в основном в конкрециях кальцитово-анкеритового состава (рис. 1).

В качестве вторичных минералов в конкрециях восточных районов бассейна развиты следующие:

**К а л ь ц и т** является наиболее распространенным вторичным минералом. Развиг в виде зернистых агрегатов и монокристаллических выделений в конкрециях от кальцитового до сидеритового состава. Бесцветный, белый, буроватый. Оптические свойства обычные, хотя в отдельных случаях отмечается повышение  $N_g$  до 1,665—1,670, что указывает на наличие изоморфных примесей. Устанавливаются две генерации кальцита. Первая — результат перекристаллизации стенок трещин, аналогичных по составу конкреций, вторая — кальцит, заполняющий центральные части полостей и трещин сокращения карбонатных конкреций любого состава.

Анкерит по цвету не отличается от кальцита, но обычно развит в виде зернистых агрегатов. На выветрелой поверхности, в отличие от кальцита, анкерит покрывается буровой пленкой гидроокислов железа  $N_g = 1,698-1,710$ . Встречается значительно реже кальцита, но, как и последний, анкерит образует две генерации.

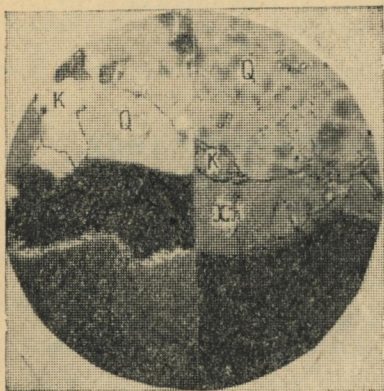


Рис. 1. Видна узкая каемка перекристаллизации стенок трещин сокращения (светло-серое), затем кристаллическая корка хлорита (темное). Q — кварц, К — карбонат, Хл. — хлорит. Слева — при двух николях, справа — при одном николе. Увелич. 160.



Рис. 2. Приуроченность пирита (черное) к стенкам трещин сокращения. При одном николе. Увелич. 64.

**Барит.** Как указывает В. А. Зильберминц [5], все три отмечавшиеся ранее местонахождения барита в Донецком бассейне находятся именно в восточной части его и относятся к свите  $C_2^5$ .

Вторичный барит в карбонатных конкрециях описан нами также из многих мест западных районов бассейна [2, 3]. В виде монокристаллических, бесцветных, водянисто-прозрачных или беловатых выделений он развит часто в септарных трещинах и в восточной части Донбасса. При этом какой-либо приуроченности барита к определенному стратиграфическому горизонту не наблюдается. При микроскопическом изучении в барите обнаружены сингенетические однофазовые жидкие включения.

**Кварц** — довольно распространенный минерал в трещинах сокращения. Наряду с обычными зернистыми агрегатами иногда встречаются относительно идиоморфные кристаллики. Оптические свойства обычны. Под микроскопом в зернах кварца тоже наблюдаются однофазовые жидкие включения.

**Пирит** — обычный вторичный минерал в карбонатных конкрециях. Намечаются две генерации. Первая — зернистые агрегаты, приуроченные к стенкам трещин (рис. 2), и вторая (встречающаяся сравнительно редко) — агрегаты зерен и идиоморфные кристаллы, развитые в массе минералов и заполняющие центральные части трещин.

**Сфалерит** — в виде небольших, неправильной формы монокристаллов варьирующего красновато- и желтоватобурого цвета с алмазным блеском, хорошей спайностью по нескольким направлениям — приурочен к центральным частям трещин сокращения. Изотропен, показатель преломления в пределах 2,35—2,39 (определялся в сплавах селена с серой). Сфалерит обычно ассоциирует

с карбонатами или гидрослюдой.

**Гидрослюда.** Наряду с карбонатами и пиритом пользуется широким распространением. Тяготеет обычно к трещинам сокращения существенно железисто-карбонатных конкреций с растительными остатками в конкрециях или вмещающих их породах. Выделения ее белого

или светло-серого цвета, с матовым блеском, обладают низкой твердостью. В иммерсионных препаратах минерал представлен в виде тонких псевдогексагональных или неправильной формы чешуек, в шлифах — в виде различно ориентированных воротничковидных пакетов, сросшихся по базопинакноиду пластинчатых кристалликов. Особенностью описываемого минерала в отличие от похожего на него морфологически каолинита, развитого широко в конкрециях западной части бассейна, является повышенное двупреломление (интерференционная окраска до синей второго порядка). Показатели преломления также существенно отличаются от таковых каолинита, а именно:  $N_g = 1,579-1,585$ ;  $N_p = 1,555-1,558$ ;  $N_g - N_p = 0,021-0,030$ . Все это хорошо видно на рис. 3.

Хлорит в западной части бассейна нами не был отмечен. Для восточных районов хлорит — обычный вторичный минерал в карбонатных конкрециях. Развит в виде прозрачных желтовато-зеленоватых кристаллических корочек (рис. 1, 4), покрывающих стенки трещин сокращения, а также нацело заполняет тонкие выклинивающиеся части септарных трещин. Такая корка состоит из агрегатов тончайших пластинок хлорита, сросшихся по плоскости (001). Длина пластинчатых кристаллов достигает 0,25 мм. Агрегаты характеризуются веерообразным и радиально-лучистым строением и, благодаря прямому угасанию индивидуальных хлорита, напоминает сферолиты (рис. 4). Удлинение положительное. Минерал характеризуется значительным светопреломлением ( $N_g = 1,650-1,658$ ;  $N_p = 1,646-1,654$ ), предельно низким двупреломлением  $N_g - N_p = 0,004$ , аномальная синяя интерференционная окраска (рис. 2, 3). При изучении на федоровском столике устанавливается очень малый угол  $2V$  и оптически отрицательный знак минерала. Слабо плеохроичен.

По оптическим свойствам минерал относится к железистым хлоритам — лептохлоритам — типа шамозита. Такое заключение подтверждается растворимостью минерала в HCl и качественной микрохимической реакцией на железо.

Анализ возрастных взаимоотношений минеральных новообразований в трещинах септарий свидетельствует о одновременности образования некоторых из них. Сульфиды железа (первая генерация) обычно отлагались первыми, покрывая сплошь (рис. 2) или отдельные участки стенок трещин и заполняя нацело тонкие ответвления и выклинивающие-

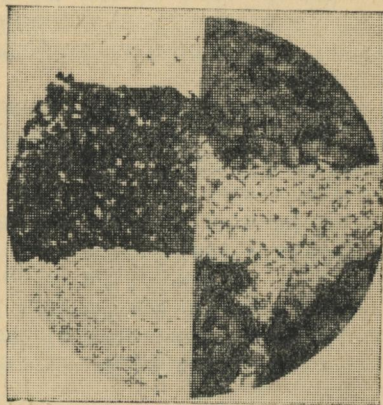


Рис. 3. Слева каолинит (диккит) (темно-серый) из западной части бассейна, справа — гидрослюда (светлая) из восточной части бассейна в трещинах сокращения. При двух николях. Увелич. 100.

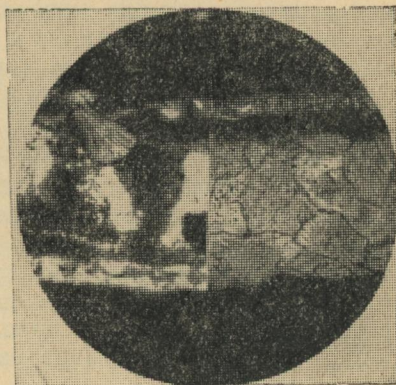


Рис. 4. Веерообразные агрегаты вторичного хлорита: слева — при двух николях, справа — при одном николе. Увелич. 160.

ся части трещин. При отсутствии пирита первой генерации наиболее ранним минеральным новообразованием является хлорит, образующий, как отмечалось выше, сплошные или прерывистые кристаллические корки на стенках трещин (рис. 1, 4). Кварц, гидрослюда обычно отлагались раньше кальцита и анкерита второй генерации и барита, но, как правило, после хлорита. Часто в шлифах можно наблюдать коррозию кварцевых зерен и замещение их выпавшими позднее ромбоэдрическими кристаллами кальцита. Барит в виде монокристаллов ассоциирует обычно с кальцитом или анкеритом, с которыми образует четкие прямолинейные контакты, указывающие на одновременность их образования. Здесь находит подтверждение указание Ф. В. Чухрова [8] относительно того, что наличие в растворе карбонатов способствует местной концентрации барита.

Сульфид цинка в отличие от сульфидов железа образуется одним из последних минералов, парагенетически ассоциируя в одних случаях с карбонатами, в других — с гидрослюдой. Как и раньше, мы рассматриваем вторичные минералы в карбонатных конкрециях-септариях как образования холодноводные, о чем, в частности, свидетельствует наличие в барите и кварце, а в отдельных случаях и в сфалерите, только однофазовых жидких включений. Несомненно также, что возникновение в карбонатных конкрециях различных минеральных новообразований связано со вторичными процессами, обусловленными притоком минерализованных растворов после образования контракционных трещин в теле конкреций.

К раннему периоду после заложения трещин сокращения относится перекристаллизация стенок трещин, т. е. образование первых генераций вторичных карбонатов (рис. 2). По времени этот этап минералообразования совпадает с перекристаллизацией основной массы конкреццееобразующего вещества или следует непосредственно за ней. Образование этих минералов происходило лишь отчасти в результате привноса вещества извне, а в основном — за счет растворения и перекристаллизации конкреццееобразующих минералов, о чем свидетельствует тождество минералогического состава тех и других. Материал для образования остальных вторичных минералов (сульфидов, сульфатов, силикатов, окислов, более поздних генераций карбонатов), отличных по составу от минералов-конкреццееобразователей, полностью привнесен извне, из вмещающего конкреции еще не литифицированного окончательно осадка.

Яснокристаллический и даже монокристаллический характер выделений многих вторичных минералов объясняется не последующей перекристаллизацией их, а формированием их в благоприятных условиях, в полых раскрывающихся трещинах сокращения. Холодноводность и отсутствие каких-либо следов метасоматических замещений других минералов или участков породы, как это имеет место в период катагенеза, — все это указывает на диагенетический характер минеральных новообразований.

До диагенеза Ba, Zn и другие химические элементы были диффузно рассеяны в осадке и локальных концентраций не образовывали. В ходе диагенеза происходит мобилизация и перераспределение веществ, переход их от более или менее равномерного рассеяния к концентрации в отдельных точках осадка. Важно подчеркнуть, что перераспределение вещества не заканчивается на ранней стадии диагенеза, а продолжается и позднее, в относительно уплотненном осадке. Причем, если в период раннего диагенеза возникают конкреции, то в более поздний его период в трещинах сокращения, образующихся вследствие дегидратации исходного коллоидального конкреццееобразующего вещества, начинают выпа-

дать диагенетические минеральные образования. Поскольку источником вещества для формирования вторичных минералов являются вмещающие конкреции отложения, то представляется более вероятным мобилизация и перераспределение вещества при значительной еще обводненности последних, т. е. в ходе диагенеза, а не в стадии катагенеза, когда перемещение веществ хотя и не прекращается окончательно, но по понятным причинам осуществляется в меньших масштабах и приурочено к немногочисленным каналам (трещины, поры и т. п.).

В одной из последних работ Н. М. Страхов [7] пришел к заключению, что не только возникновение септариевых пустот, но и их заполнение относится еще к стадии диагенеза, хотя и достаточно позднего. При этом допускается также, что какая-то часть заполнения формируется уже в самом раннем катагенезе.

В заключение обратим внимание на черты сходства и различия вторичного минералообразования в карбонатных конкрециях в западных и восточных частях Донецкого бассейна, а также на возможные причины этого различия.

1. В восточных районах бассейна среди минеральных новообразований развиты представители тех же классов минералов, что и в западной его части: сульфиды, окислы, карбонаты, сульфаты, силикаты.

2. В восточных районах сохраняется отмеченная и для западной части бассейна последовательность образования вторичных минералов.

3. Как и на западе бассейна, здесь отсутствуют в качестве вторичных минералов железистые и магнезиально-железистые карбонаты, если исключить наблюдаемую в ряде случаев для всего бассейна слабую перекристаллизацию стенок трещин существенно железисто-карбонатных конкреций.

4. В восточных районах широко развит среди вторичных минералов хлорит. Наиболее западным пунктом появления хлорита, по нашим наблюдениям, является восточная часть Центрального района (шахта «Юный Коммунар»), затем хлорит часто встречается в Чистяково-Снежнянской котловине (шахта им. Киселева и др.) и является обычным для других восточных районов.

5. Вместо каолинита (диккита?), развитого в конкрециях западных районов бассейна, на востоке широко представлена гидрослюда. Интересно отметить, что в Центральном районе, где уже появляется хлорит среди вторичных минералов, гидрослюда еще отсутствует. Впервые, если идти с запада на восток, гидрослюда сменяет каолинит в Чистяково-Снежнянской котловине. Вероятно, такая смена происходит постепенно.

Приведенные данные дают возможность сказать, что процессы прогрессивного эпигенеза и начального метаморфизма, вызвавшие, согласно Н. В. Логвиненко [6], значительные изменения среднекаменноугольных пород Донецкого бассейна, в особенности в районах развития тощих углей и антрацитов, лишь в слабой степени коснулись минеральных новообразований в карбонатных конкрециях-септариях. Так, в восточных районах каолинит сменяется гидрослюдой, но вторичный кальцит сохраняется в неизменном виде, не замещается железистым доломитом или анкеритом, как в боковых породах.

Интересен в этом отношении такой факт. Хлорит из септарных трещин отличается от хлорита из боковых пород (по Н. В. Логвиненко  $N_g = 1,618$ ,  $N_p = 1,614$ ,  $N_g - N_p = 0,004$ ) повышенным светопреломлением. Как известно, лептохлориты в начальные стадии метаморфизма (в слабо измененных породах) переходят в нормальные хлориты. Такой переход сопровождается снижением показателей преломления хлорита. Факт, что в нашем случае такой переход не имел места, является резуль-

татом неодинаковой степени воздействия процессов прогрессивного эпигенеза и начального метаморфизма на хлорит в трещинах сокращения конкреций, с одной стороны, и на хлорит из вмещающих конкреции пород, с другой стороны. Раньше нам уже приходилось писать о том, что процессы минералообразования, протекающие в стадии катагенеза, не вызывают сколько-нибудь заметных изменений в минералогическом составе и самых карбонатных конкреций [2, 4].

Согласно Н. В. Логвиненко [6], изменения угленосных пород в период прогрессивного эпигенеза и начального метаморфизма происходят по типу метасоматических процессов с привносом и выносом вещества без существенной перекристаллизации вещества в твердом состоянии. Отмечается также меньшая степень изменения пелитовых пород по сравнению с зернистыми, как более проницаемыми для инфильтрации грунтовых растворов, осуществляющих привнос и вынос вещества.

В этой связи слабые изменения в минералогии вторичных образований в конкрециях не только не противоречат основным выводам Н. В. Логвиненко, но, напротив, находятся в согласии с ними. Во-первых, основная масса конкреций, в особенности конкреций-септарий, приурочена именно к пелитовым мало измененным (по Н. В. Логвиненко) породам. Во-вторых, трещины сокращения, вследствие выклинивания к периферии тел конкреции и заполнения нацело минеральными новообразованиями, оказались «залеченными», малодоступными для инфильтраций грунтовых растворов. Превращение каолинита в гидрослюда можно объяснить высокой подвижностью щелочных металлов (в частности калия), характеризующихся высоким ионным потенциалом и, как известно, стоящих обычно вначале рядов дифференциальной подвижности компонентов непосредственно после  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  (такой ряд, кстати, приведен и у Н. В. Логвиненко). Другие компоненты ( $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  и т. п.), как менее подвижные, по-видимому, не играли существенной роли в растворах, проникающих все же в септарные трещины, о чем свидетельствует сохранение без каких-либо изменений кальцита, отсутствие явлений коррозии и метасоматических замещений среди вторичных минералов в стадии позднего диагенеза.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Зарицкий П. В. Минеральные новообразования в конкрециях угленосных отложений западной части Донецкого бассейна. «Докл. АН СССР», т. 116, № 1, 1957.
2. Зарицкий П. В. О генезисе конкреций в угленосной толще Донецкого бассейна. Зап. геол. ф-та Харьковск. гос. ун-та им. А. М. Горького, т. 14, 1957.
3. Зарицкий П. В. К вопросу о распространении и генезисе барита в каменноугольных отложениях Донецкого бассейна. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. 88, вып. 1, 1959.
4. Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Изд-во ХГУ, 1959.
5. Зильберминц В. А. О барите из каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Геолог. и минералог. сб. из «Изв. АН СССР», втор. сер., 1929.
6. Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 7, 1957.
7. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд-во АН СССР, 1960.
8. Чухров Ф. В. К минералогии и геохимии бария в осадочных породах в связи с изучением керченских баритов. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3, 1937.

## МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС БОРОПРОЯВЛЕНИЙ В ОТЛОЖЕНИЯХ АРТЕМОВСКОЙ СВИТЫ БАХМУТСКОЙ КОТЛОВИНЫ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

*П. В. Зарицкий*

Акцессорная борная минерализация приурочена исключительно к отложениям артемовской свиты (прежняя соленосная) нижней перми Бахмутской котловины. По выходе на дневную поверхность на крыльях Бахмутской котловины соленосные отложения вследствие выщелачивания пластов каменной соли и гидратации ангидрита превращены в типичную «гипсовую шляпу». Породы артемовской свиты, содержащие выделения боратов, выходят на поверхность только на восточном крыле котловины. Бораты зафиксированы в горных выработках ряда гипсовых рудников и по отдельным скважинам в гипсах зоны выщелачивания.

Наличие пропластка ангидрита мощностью до 1 м (правда, он развит не повсеместно) в средней части гипсового пласта, разрабатывающегося на некоторых рудниках, указывает на незавершенность процессов гидратации ангидрита и в настоящее время. В зоне перехода ангидрита в гипс встречаются многочисленные каверны различных размеров (до 20 см по длинному измерению), обычно вытянутые по простиранию или более или менее округлые. В большинстве своем каверны пустые, но иногда они заполнены вторичным пластинчатым гипсом, тенардитом и изредка боратами. Борные минералы развиты более или менее равномерно в различных выработках рудника, но исключительно в кавернозных гипсах и только иногда в вертикальных или горизонтальных «слепых» трещинах, залеченных пластинчатым или шестоватым гипсом. Гипсовые пласты с борной минерализацией встречаются во всех частях артемовской свиты без какой-либо стратиграфической приуроченности в вертикальном разрезе.

Впервые в пермских отложениях нашего района бораты (улексит) были описаны Е. К. Лазаренко [8]. Еще раньше имелись указания на наличие бора в водах соленосной толщи Артемовского района. Изучение борной минерализации позволило нам установить развитие большего числа минералов бора [6], краткое описание которых приводится ниже.

Улексит — наиболее распространенный из боратов в описываемых отложениях. В виде белоснежного тонковолокнистого мягкого минерала со стеклянным шелковистым блеском улексит выполняет небольшие ка-

верны в гипсе, реже встречается в трещинах. Выделения этого минерала по размерам сравнительно редко превышают единицы сантиметров. Под биноклем хорошо виден четкий контакт с гипсом без каких-либо следов метасоматического замещения.

В иммерсионных препаратах<sup>1</sup> наблюдаются тонкие бесцветные прозрачные параллельно-волокнистые и спутанно-волокнистые агрегаты и прямолинейные спайные выколки. Оптические свойства, обычные для улексита:  $N_g = 1,519 \pm 0,002$ ;  $N_m = 1,505 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,496 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p = 0,023$ ;  $2V$  порядка  $60-65^\circ$ . Результаты одного из химических анализов улексита, приведены в табл. 1 (обр. 1). Пересчеты химических анализов (за вычетом  $SO_3$  и соответствующего количества  $CaO$  и  $H_2O$ , связанных в виде гипса как механической примеси) позволяют написать такие формулы улексита:

Образец 1:  $Na_{0,82} Ca_{0,92} Mg_{0,09} B_{5,06} O_{9,00} \cdot 8H_2O$ .

Образец 39:  $Na_{0,86} Ca_{0,87} Mg_{0,10} B_{5,06} O_{9,00} \cdot 8H_2O$ .

Образец 109:  $Na_{0,92} Ca_{0,93} Mg_{0,06} B_{5,04} O_{9,00} \cdot 8H_2O$ .

Таблица 1

№ образца	$B_2O_3$	$CaO$	$MgO$	$SO_3$	$Na_2O$	$Cl$	$Br$	$H_2O^-$	$H_2O^+$	Нерастворимый остаток	Сумма
1	39,28	15,89	0,80	5,83	6,60	0,34	0,008	3,38	30,08	1,23	100,05
38	40,56	16,91	7,11	1,99	0,13	—	—	0,25	28,82	3,17	98,72

Из приведенных формул видно, что состав улексита близок к теоретическому. Вместе с тем постоянно присутствует небольшое количество  $Mg$ , а содержание  $Na$  и  $Ca$  обычно не достигает единицы числа атомов в формуле и колеблется соответственно в пределах  $0,82-0,92$  и  $0,87-0,93$ .

Термический анализ описываемых боратов был произведен А. И. Цветковым (ИГЕМ АН СССР). Термограмма (рис. 1, образец 9) типична для улексита и почти полностью совпадает с кривой нагревания, приведенной Е. К. Лазаренко [8] для улексита нашего района, и кривой нагревания индерского улексита [2]. Тот факт, что дегидратация начинается при весьма низкой температуре (около  $80^\circ C$ ) и потеря веса (37,52%) превышает теоретическое содержание воды в улексите (35,5%), а также наличие двойной эндотермики с максимумами при  $130$  и  $160^\circ C$ , осложняющей эндотермический прогиб дифференциальной кривой, отвечающий обезвоживанию улексита ( $220^\circ$ ), свидетельствует о наличии примеси гипса, что подтверждается также оптическим изучением и химическим анализом (присутствие  $SO_3$ ).

Рентгенометрическое изучение боратов производилось нами во Всесоюзном научно-исследовательском институте монокристаллов (Харьков) на рентгеновской установке типа УРС-50И. Применялось неотфильтрованное излучение с медным антикатодом. Напряжение  $25$  кВ, ток через трубку  $6$  ма. Расчет рентгенограммы улексита дан в табл. 2 (линии гипса исключены) [9]. Сравнение обнаруживает поразительное сходство тех и других данных.

<sup>1</sup> Изучение минералов иммерсионным методом было произведено К. Г. Шандыбой.

Таблица 2

№№ п/п	Улексит (образец 39)		Михеев (9)		№№ п/п	Улексит (образец 39)		Михеев (9)	
	I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$		I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$
1	2	3,642	2	3,642	11	4	2,186	4	2,186
2	4	3,253	4	3,243	12	10	2,077	7	2,068
3	5	3,129	5	3,129	13	3	2,024	2	2,021
4	4	3,038	4	3,034	14	6	1,943	6	1,931
5	3	(2,943)	3	(2,938)	15	2	1,880	3	1,881
6	7	2,866	6	2,843	16	3	1,795	3	1,790
7	10	2,689	10	2,686	17	4	1,756	5	1,747
8	6	2,596	7	2,595	18	2	1,710	2	1,710
9	2	2,431	2	2,417	19	2	1,475	2	1,468
10	4	2,249	4	2,242	20	2	1,314	2	1,307

Пробертит обнаружен в единичных случаях в образцах гипса, поднятых в виде керна из буровых скважин с глубин в несколько десятков метров (58—64 м). В массе тонкозернистого плотного гипса изредка встречаются округлые и овальные, диаметром в несколько миллиметров включения, сложенные белым плотным тонковолокнистым со стекляннм шелковистым блеском минералом. За исключением несколько повышенной твердости (3,0—3,5), макроскопически его трудно отличить от улексита. Контакт с гипсом четкий, резкий. Сходные по форме выделения пробертита описаны и в Оклахоме.

Под микроскопом в иммерсионных препаратах минерал представлен длиннопризматическими или игольчатыми бесцветными кристаллами, характеризующимися положительным удлинением и косым угасанием  $cN_g = 12^\circ$ . Оптические свойства обычные:  $N_g = 1,543 \pm 0,002$ ;  $N_m = 1,525 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,515 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p = 0,028$ . Кривая нагревания приведена на рис. 1, образец 7. Отличительной ее особенностью является тройная низкотемпературная эндотермика дегидратации водного пентабората натрия и кальция. В высокотемпературной части термограмма почти в точности отвечает кривой нагревания улексита. В отечественной литературе мы не нашли термограммы пробертита. Поэтому на рис. 1 мы приведем для сравнения термограмму пробертита (Б), полученную А. И. Цветковым, а также низкотемпературную часть кривой нагревания пробертита (А) из работы К. Чиприани. Потеря воды при нагревании (28,33%) очень близка к теоретическому ее содержанию в пробертите — 25,58% [5]. В работе В. Т. Шаллера имеется указание на то, что почти 90% всей воды минерал теряет при нагревании до 334°C.

Анализ литературных данных позволяет сделать заключение, что пробертит обнаружен пока лишь в немногих пунктах земного шара и справедливо может рассматриваться как сравнительно редкий водный борат. Учитывая то обстоятельство, что имеется единственное упоминание о находке пробертита на территории нашей страны [10], а описание этого минерала в отечественной литературе отсутствует, более подробные сведения о пробертите из Донбасса изложены нами в специальной работе [7].

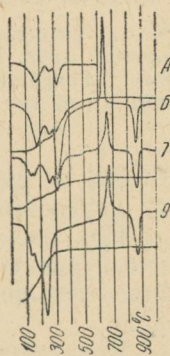


Рис. 1. Термограммы улексита (обр. 9), пробертита (обр. 7). Пробертит, по А. И. Цветкову (обр. Б), по К. Чиприани (обр. А).

Кернит (?). В иммерсионных препаратах, кроме пробертита, в незначительном количестве встречены криптокристаллические агрегаты с низким светопреломлением (меньше 1,500) и высоким двупреломлением, что дает основание подозревать наличие кернита — четырехводного тетрабората натрия. Парагенезис кернита с улекситом или пробертитом вполне реален [1].

При изучении образцов 38 и 38а, взятых в одном гипсовом руднике, установлены следующие минералы:

Гидроборацит — минерал белого цвета, кристаллически зернистый, со стекляннным блеском. При наблюдении под биноклем местами заметно радиально-лучистое строение агрегатов. Твердость 2. В иммерсионных препаратах представлен бесцветными прозрачными удлинёнными пластинчатыми и игольчатыми кристаллами, нередко собранными в параллельно-волокнистые или радиально-лучистые агрегаты.  $N_g = 1,570 \pm 0,002$ ;  $N_m = 1,534 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,522 \pm 0,002$ ; двупреломление высокое:  $N_g - N_p = 0,048$ ; двухосный положительный. Удлинение отрицательное, угасание косое,  $cN_p = 30-33^\circ$ . Иногда наблюдаются сростки гидроборацита с гипсом.

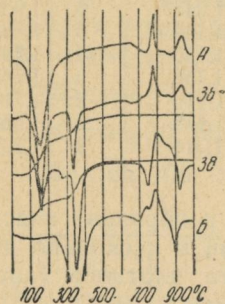


Рис. 2. Термограммы боратов (обр. 38 и 38а). Гидроборацит (обр. Б), иньойт (обр. А).

Иньойт развит совместно с гидроборацитом в виде довольно прозрачных зернистых агрегатов со стекляннным блеском. В иммерсионном препарате наблюдается в виде оскольчатых неправильной формы зерен и таблитчатых кристаллов с  $N = 1,517 \pm 0,002$ ;  $N_m = 1,505 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,492 \pm 0,002$ ; со средним двупреломлением  $N_g - N_p = 0,025$ ;  $2V$  порядка  $70-75^\circ$ , двухосный положительный, угасание косое,  $cN_p = 35^\circ$ .

При иммерсионном изучении обнаруживаются также микрозернистые буроватые в проходящем свете агрегаты с низким светопреломлением (меньше 1,450), изотропные. Предположительно относим их к флюориту.

Кристаллооптическое изучение устанавливает, что в образце 38 преобладает гидроборацит, а в образце 38а — иньойт. Термический анализ обоих образцов подтверждает этот вывод. Термограммы (рис. 2, образцы 38 и 38а) представляют собой суммарную последовательную запись кривых нагрева двух названных минералов. Для сравнения на рис. 2 приведены термограммы индерских гидроборацита (обр. Б) и иньойта (обр. А). Первая низкотемпературная эндотермика на кривых нагрева образцов 38 и 38а с максимумами соответственно  $155$  и  $160^\circ$  отвечает обезвоживанию иньойта, вторая — с максимумами соответственно  $331$  и  $350^\circ \text{C}$  — обезвоживанию гидроборацита. Основная масса воды гидроборацита выделяется до температуры  $331-350^\circ \text{C}$ , а остальная ее часть — медленно до температуры порядка  $600^\circ \text{C}$ , что также хорошо видно и по кривой потери веса. По величине соответствующих эндотермических эффектов легко заметить, что в одном случае (образец 38) преобладает гидроборацит, а в другом (образец 38а) — иньойт.

Результаты рентгенометрического исследования образца 38 приведены в табл. 4. Как видно из таблицы, кроме гидроборацита и иньойта, установленных также оптическим и термическим изучением, зафиксировано присутствие небольших количеств флюорита (самые интенсивные линии последнего), что также подтверждает диагностику этого минерала при микроскопическом изучении. И, что особенно интересно, вполне определенно устанавливается присутствие значительной примеси инде-

рита — пятнадцативодного гексабората магния (подавляющее большинство его линий). То обстоятельство, что индерит не был отмечен с помощью других методов исследования, объясняется полным совпадением температуры дегидратации его с температурой дегидратации иньонита, имеющего аналогичную с ним химическую формулу и структуру [2], а также очень близкими оптическими свойствами этих минералов [1]. Рентгенометрически эти минералы существенно различаются, что позволяет уверенно устанавливать присутствие индерита в описываемых образцах. В образце 38а, как показал рентгенометрический анализ, индерит находится в подчиненном количестве по отношению к другим боратам. На рентгенограмме интенсивность его наиболее сильных линий не превышает 1. Зато в образце 38 (табл. 4) индерит, судя по числу и интенсивности линий, преобладает над иньонитом и, следовательно, первый низкотемпературный эндотермический эффект (рис. 2, образец 38) отвечает главным образом обезвоживанию индерита.

Таблица 4

№№ п/п	38а		Гидроборацит (9)		Иньонит (9)		Индерит (9)		Флюорит (9)	
	I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$
1	2	3,637	2	3,634	—	—	—	—	—	—
2	2	3,483	2	3,473	—	—	—	—	—	—
3	10	3,376	—	—	—	—	10	3,375	—	—
4	1	3,154	—	—	—	—	—	—	7	3,148
5	1	3,082	—	—	9	3,027	—	—	—	—
6	4	2,921	—	—	—	—	9	2,933	—	—
7	1	2,823	—	—	10	2,792	4	2,841	—	—
8	3	2,668	—	—	6	2,644	9	2,676	—	—
9	3	2,530	—	—	10	2,523	5	2,558	—	—
10	10	2,447	10	2,438	—	—	6	2,430	—	—
11	3	2,334	—	—	—	—	8	2,353	—	—
12	8	2,209	6	2,210	—	—	—	—	—	—
13	2	2,192	—	—	6	2,170	—	—	—	—
14	1	2,137	2	2,162	—	—	4	2,141	—	—
15	1	2,055	—	—	8	2,052	—	—	—	—
16	6	1,983	6	1,973	4	1,963	3	1,993	—	—
17	9	1,919	8	1,908	—	—	2	1,903	10	1,928
18	4	1,853	4	1,839	—	—	—	—	—	—
19	1	1,721	3	1,713	—	—	—	—	—	—
20	2	1,677	—	—	—	—	7	1,679	—	—
21	1	1,645	—	—	—	—	—	—	7	1,644
22	4	1,596	3	1,593	—	—	2	1,584	—	—
23	4	1,559	—	—	4	1,575	3	1,563	—	—
24	1	1,483	—	—	—	—	5	1,491	—	—
25	1	1,475	2	1,471	—	—	—	—	—	—
26	1	1,444	—	—	—	—	2	1,454	—	—
27	1	1,426	—	—	—	—	3	1,410	—	—
28	1	1,362	—	—	—	—	—	—	4	1,363
29	1	1,264	2	1,260	—	—	—	—	5	1,251

Хотя химический анализ образца 38 (табл. 1) является усредненным и мало что дает для характеристики смеси минералов, установленных в этом образце, тем не менее обращает на себя внимание явно повышенное по сравнению с теоретическим для гидроборацита содержание СаО (даже после вычитания количества СаО, связанного с SO<sub>3</sub> в виде гипса), что легко объясняется присутствием кальциевого бората — иньонита.

Гидроборацит был отмечен и в ряде других образцов из гипсовых рудников. Иногда с ним ассоциируют небольшие количества доломита. Иньонит и индерит обнаружены только в описанных выше образцах 38

и 38а. Наши данные подтверждают относительную чистоту водных боратов [1, 4, 5]. Однако спектральный анализ устанавливает значительное число элементов — примесей. Так, в улексите, по данным пяти анализов, всегда присутствуют: Ba, Sr, Al, Ti, Cu, V, Si, Mg, Mn, следы K. При этом в улексите по сравнению с заключающим его гипсом относительно концентрируются только Cu и K, в отдельных случаях — V. Остальные элементы в гипсе находятся в большем количестве. Только в гипсе отмечено присутствие Fe.

В образцах 38 и 38а, представляющих собой смесь гидроборацита, иньонита и индерита, присутствуют Ba, Sr, Al, Na, Ti, Fe, Cu, V, Si, Mn. Причем, такие элементы, как Ba и Na, установлены в несколько большем количестве в боратах по сравнению с вмещающим их гипсом. Факт повышенного содержания Na в этих образцах боратов легко объяснить установленным кристаллооптически наличием небольшого количества улексита. Можно предположить также, что и некоторые другие элементы находятся в изученных образцах в качестве механических примесей соответствующих боратов, карбонатов, сульфатов и других минералов. Присутствие Si и Al, вероятно, объясняется незначительной примесью глинистого вещества в гипсе, а Fe — его гидроокислов.

Приуроченность борной минерализации исключительно к современной зоне выщелачивания, к образованиям, очень напоминающим типичную «гипсовую шляпу», условия залегания боратов, ассоциация последних со вторичными минералами (гипсом, тенардитом, мирабиллитом, кальцитом, доломитом, иногда целестином), отсутствие выделений борных минералов в плотных гипсах и ангидрите — все это позволяет сделать вывод о вторичном происхождении описываемых здесь водных боратов. Образование их связано с кристаллизацией из бороносных подземных вод. Источником бора в подземных водах явились хемогенные (сульфатно-галоидные) породы артемовской свиты с рассеянными в них первичными седиментогенными боратами. Процессы выщелачивания протекают в зоне гипергенеза под действием инфильтрующихся поверхностных вод. В итоге вырабатывается единый водоносный горизонт для «гипсовой шляпы», благодаря чему создаются благоприятные застойные условия для кристаллизации боратов и их спутников, но уже в иных (новых) минералогических формах.

Какие же хемогенные породы могли послужить источником бора? Н. М. Страхов и И. Д. Борнеман-Старынкевич [11] показали, что в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья бор как галофильный элемент тяготеет к карбонатно-сульфатным фациям. Позднее эта закономерность была неоднократно подтверждена другими авторами и на других объектах.

В карбонатно-сульфатных и галоидных породах установлено наличие первичных седиментогенных боратов [12], т. е. имеет место совместное осаждение боратов с карбонатами, сульфатами или галоидами с образованием механических смесей. Следовательно, речь идет о первичном рассеянном состоянии в хемогенных породах не бора, а его минералов. И только низкое содержание бора в этих породах не позволяет зачастую обнаруживать борные минералы при микроскопических исследованиях. Е. К. Лазаренко [8], рассматривая вопрос о происхождении улексита в нашем районе, высказал предположение о вторичном его образовании, причем источник бора в подземных водах он усматривает также в первичных боратах, находящихся в рассеянном состоянии в гипсоносных породах.

Наиболее высокое содержание  $B_2O_3$  отмечается в ангидрите (среднее 0,004—0,008%), меньшее в каменной соли (среднее 0,003—0,005%)

и гипсе (среднее 0,002—0,003%). Содержание бора в песчано-глинистых породах артемовской свиты колеблется на уровне кларка. Сопоставление содержания  $B_2O_3$  в ангидрите и получающемся вследствие гидратации его гипса, а также учет того, что выделения боратов приурочены именно к зоне перехода ангидрита в гипс, показывают, что основные массы бора выщелачивались из ангидрита при превращении последнего в гипс.

Такому заключению, кажется, противоречит тот факт, что борная минерализация отмечена не на всех гипсовых рудниках. Но при этом нельзя отрицать возможность отсутствия в отдельных случаях благоприятных условий для выпадения вторичных боратов в закарстованных гипсах (отсутствие застойных условий и т. п.). Дополнительным источником бора в подземных водах явилась, по-видимому, каменная соль. Хотя исходное содержание бора в каменной соли было незначительным, в ходе растворения пластов ее практически весь бор, заключенный в галите в виде седиментогенных боратов, поступал в подземные воды. Часть мобилизованного таким образом бора фиксировалась в виде вторичных минералов, часть рассеивалась, о чем свидетельствует присутствие его в подземных водах района.

Работами установлено, что в зоне выщелачивания района циркулируют бороносные воды в основном  $Cl-SO_4-Ca-Na$  типа. Этим и объясняется факт наибольшего развития в кавернозных гипсах именно водного бората натрия и кальция — углексита.

Относительно небольшие массы бора, вовлеченные в миграцию процессами выщелачивания (малые исходные содержания бора в сульфатно-галоидных породах и относительно небольшая мощность хемогенных пород), высокая миграционная способность бора в условиях гипергенеза, приводящая к частичному рассеянию последнего, — все это не благоприятствовало образованию сколько-нибудь значительных скоплений борного сырья, а могло привести и приводило лишь к формированию спорадических мелких выделений боратов, имеющих чисто минералогический интерес.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, М., 1950.
2. Болдырева А. М. Зап. Всеросс. минералог. об-ва, ч. 66, вып. 4, 1937.
3. Валяшко М. Г. Геохимия галогенеза. Сб. трудов геол. ф-та МГУ, Изд-во Моск. ун-та, 1961.
4. Годлевский М. Н. Зап. Всеросс. минералог. об-ва, ч. 66, № 2, 1937.
5. Дэна Дж., Дэна Э. С. и др. Система минералогии, т. II, полутом I, Изд-во иностр. лит., М., 1953.
6. Зарицкий П. В. Борная минерализация в породах артемовской свиты Бахмутской котловины Донецкого бассейна. «Докл. АН СССР», т. 149, № 6, 1963.
7. Зарицкий П. В. Пробертит из отложений артемовской свиты Бахмутской котловины. Зап. Всеросс. минералогич. об-ва, ч. 93, вып. 1, 1964.
8. Лазаренко Е. К. Боронатрокальцит из гипсоносной толщи Артемовского района в Донбассе. «Докл. АН СССР», т. 66, № 2, 1949.
9. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.
10. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. I, Гостоптехиздат, 1958.
11. Страхов И. М. и Борнеман-Старынкевич И. Д. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии», Изд-во АН СССР, М.—Л., 1946.
12. Яржемский Я. Я. Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва, № 7, 1953.

## К ЛИТОЛОГИИ НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Н. В. Логвиненко, Г. В. Карпова, В. Г. Космачев

Для геологии Предкавказья большое значение имеет открытие в пределах Березанской площади фаунистически охарактеризованного морского верхнего триаса [1]. Теперь можно считать, что альбские отложения залегают в пределах южной части Ейско-Березанского района на более древних мезозойских отложениях, которые в свою очередь подстилаются верхнепалеозойскими породами [2]. Фауна, определенная в керне Березанской скважины, относится к одному из видов монотисов, встречающихся и в триасовых отложениях Крыма (*Monotis salinaria* Schloth.). В связи с этим высказывается мнение о полном сходстве литологического состава и степени изменения триасовых пород этих двух регионов, что используется в дальнейшем для определенных тектонических выводов.

Нам представилась возможность подвергнуть детальному литологическому исследованию ряд образцов из керна скважин Березанской, Сердюковской и других площадей Предкавказья<sup>1</sup> и сравнить полученные результаты с обширным материалом по таврической формации Крыма [3]. Домеловые мезозойские породы Предкавказья представлены нормальными осадочными породами: песчаниками, алевролитами, аргиллитами и карбонатными образованиями. Исследованные образцы подняты с глубины 2689—2694 м — в скважине 15, 2630—2655 м — в скважине 12 и с глубины 2603—2647 м — в скважине 7 (Березанская площадь), с глубины 2402—2403 м — в скважине 1 (Калниболотская площадь). Привязка фигурирующих в тексте образцов приведена в табл. 1.

Таблица 1

№ обр.	Тип породы	Площадь	Скважина	Интервал
1	Аргиллит . . . . .	Березанская	7	2603—2647
2	Песчаник . . . . .	"	12	2630—2639
3	Песчаник . . . . .	"	"	2639—2647
4	Алевролит . . . . .	"	"	"
5	Аргиллит . . . . .	"	"	"
6	Алевролит . . . . .	"	"	2647—2655
7	Песчаник . . . . .	"	15	2689—2694

Фауна монотисов установлена только в керне, поднятом с глубины 2647—2655 м в скважине 12 Березанской площади.

<sup>1</sup> Материал любезно передан нам сотрудниками УкрВНИИГАЗА И. Ю. Лапкиным и В. И. Серебриным.

Зернистые породы описываемого района представлены в основном песчаниками и алевролитами.

Песчаные породы имеют серую и зеленовато-серую окраску и среднезернистую, иногда разномзернистую структуру. Песчаники полевошпатово-кварцевые со слюдой с контактово-поровым и базально-поровым цементом. Цемент полиминеральный: кремнисто-гидрослюдистый, глауконитовый, каолинистый, карбонатный (рис. 1, 2). Глауконит цемента агрегатный, иногда наблюдаются псевдоморфозы глауконита по пластинчатым зернам. Гидрослюды с  $Ng'-Np' \approx 0,030$  образуют агрегаты по деформированным слюдам. Каолинит в виде крупных пластинок или агрегатов обычно в порах цемента с двупреломлением порядка 0,005—0,008 ( $Ng'$  1,565—1,568,  $Np'$  1,560—1,562). Кроме этих яснокристаллических выделений, в цементе есть слабо раскристаллизованное глинистое вещество, буроватое, участками почти изотропное, участками с  $Ng'-Np' \approx 0,012$ —0,015, со светопреломлением большим, чем у каолинита. Обломочный кварц в виде угловато-окатанных, иногда корродированных зерен содержит изометричные и неправильные включения. Встречается кварц полупрозрачный, непрозрачный, трещиноватый, с игольчатыми включениями.

Полевые шпаты представлены альбит-олигоклазом, олигоклазом (как правило, выветрелыми) и калиевыми полевыми шпатами прекрасной сохранности. В тяжелых фракциях при преобладании турмалина и циркона устанавливаются рутил, андалузит, силлиманит, дистен, ставролит, хлоритоид, гранат, биотит, ильменит (с лейкоксоном). Пирит — в виде точечного пигмента, зародышевых конкреций, псевдоморфоз по растительным остаткам. Всегда в большом количестве присутствуют растительные ткани: красные — с ксиленовой (фюзено-ксилена), витреновой и ксилено-витреновой структурой, реже — черные, типа ксилено-фюзена. Часто обрывки гелифицированных растительных тканей, зажатые между обломочными зернами, образуют своеобразный цемент породы (рис. 3, 4).

Алевролиты слюдисто-кварцевого состава с карбонатно-гидрослюдистым цементом и растительными остатками или с базальным карбонатным цементом (рис. 5). К последнему типу принадлежит и порода, содержащая фауну монотисов, которая участками (при уменьшении количества зерен алевроитовой размерности) переходит в глинисто-карбонатную породу. Кроме кальцита, в породах распространен железистый карбонат.

Исследованные глинистые породы слабо размокают, но легко растираются после замачивания. Они имеют вид нормальных аргиллитов или сильно рассланцованных, щепковидных аргиллитов (при явно негоризонтальном залегании). Аргиллиты с нарушенными условиями залегания в шлифах отличаются появлением узловато-разлинованных микротекстур и многочисленными новообразованиями кальцита и хлорита (рис. 6).

Исследование фракции менее 0,001 мм как глинистых (образцы 1, 5), так и цементов зернистых пород (образцы 6, 7) свидетельствует о ее полиминеральном составе.

Рентгенографически во всех образцах устанавливаются гидрослюда и каолинит (табл. 2), а в образцах 1 и 5 фиксируется также минерал монтмориллонитовой группы. Гидрослюда дает четкий дифракционный спектр, причем интенсивность базальных рефлексов и величина рефлексов (060) характерны для диоктаэдрических гидрослюдов. Каолинит устанавливается по достаточно интенсивным рефлексам

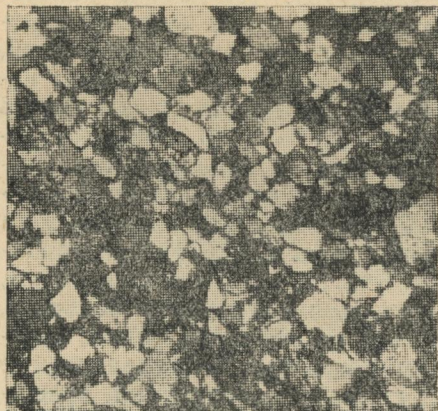


Рис. 1. Образец № 7. Песчаник с кремнисто-гидрослюдистым цементом. Николи скрещены, увеличение 50.

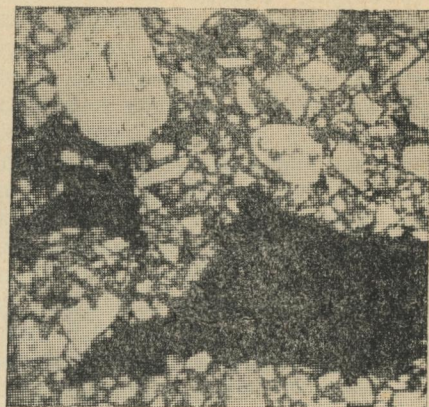


Рис. 3. Образец № 3. Формы растительных тканей в песчанике. Николи параллельны, увеличение 50.

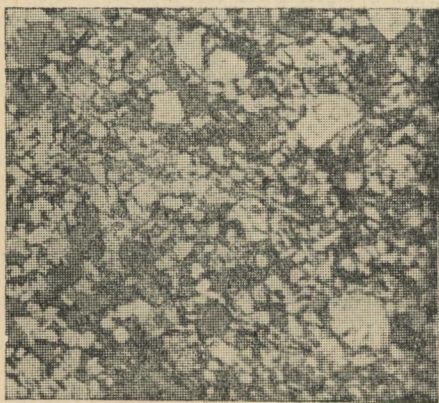


Рис. 2. Образец № 2. Песчаник с глауконитовым цементом. По глаукониту развивается железистый карбонат типа сидерита, образующий изометричные микростяжения и ромбоэдрические кристаллы. Николи параллельны. Светлое — кварц, полевые шпаты, слюды. Серое — глауконит. Темные мелкие вкрапления — железистый карбонат. Увеличение 50.

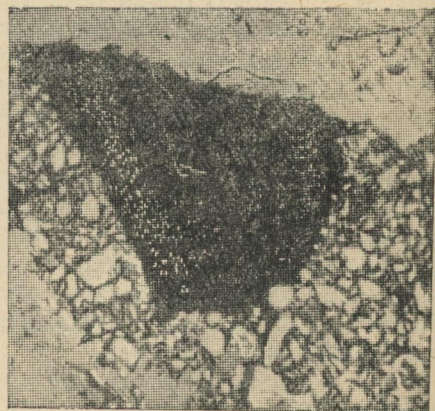


Рис. 4. Образец № 3. Формы растительных тканей в песчанике. Николи параллельны, увеличение 50.

(001), (002) и др. На дебаграммах образцов, прогретых до 550—600°C, рефлексы каолинита исчезают вовсе или их интенсивность резко уменьшается. Обработка образцов тепловой HCl не изменяет результатов анализа. В тонких фракциях глинистых пород устанавливается и присутствие монтмориллонита (слабые рефлексы в области 16,6—17,5 кХ на рентгенограммах ориентированных с водой препаратов).

Таблица 2

№ образца	Гидрослюда								Каолинит			
	(001)		(002)		(003)		(060)		(001)		(002)	
	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n
7*	7	10,27	3	5,15	10	3,37	1	1,516	10	7,24	6	3,58
7**	1	10,20	5	5,09	6	3,37	5	1,516	2	7,46	4	3,63
7***	9	10,11	5	4,98	10	3,37	2	1,519	1	7,01	—	—
6**	1	10,15	4	4,90	10	3,39	4	1,503	3	7,36	6	3,63
5*	10	10,13	7	5,02	9	3,28	—	—	6	7,06	6	3,50
5* <sub>HCl</sub>	10	10,11	7	4,89	10	3,25	2	1,514	6	7,01	5	3,47
1*	10	10,13	10	5,20	10	3,28	—	—	4	7,06	2	3,63

Примечание. Одной звездочкой отмечены рентгенограммы ориентированных препаратов, расположенных при съемке грубо параллельно лучу, двумя — перпендикулярно, тремя — дебаграмма образца, прогретого до 550—600°C. Cu — антикатод, 15 mA, 35 kV, D=68 мм.

Кривые нагревания и изменения веса приведены на рис. 7. Первый эндотермический эффект (в области до 150°) невелик по ампли-

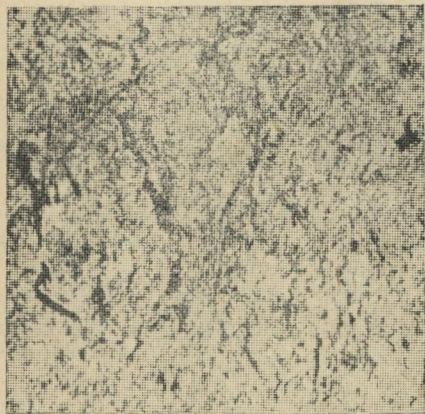


Рис. 5. Образец № 4. Алевролит. Николи параллельны, увеличение 50.



Рис. 6. Образец № 1. Разлинзованный аргиллит с растительными остатками. Николи параллельны, увеличение 50.

туде и сопровождается потерей в общем небольших количеств адсорбированной воды. Наиболее резкий эндотермический эффект, связанный с потерей ОН-ионов, наблюдается в области 400—700°, когда и происходит основная потеря веса. Отвечающая этому эффекту деформация кривой имеет асимметричную форму: восходящая ветвь более пологая, что, вероятно, объясняется эндотермической реакцией присутствующего в образцах каолинита. В том случае, когда содержание

каолинита более значительно (образец 6), наблюдаются отдельные эндотермические реакции гидрослюдистого минерала и каолинита. Другие реакции глинистых минералов на кривых нагревания не проявляются в силу того, что образцы содержат в качестве примеси органическое вещество, частично пирит и карбонаты, которые вообще в ряде случаев искажают конфигурацию термограмм глинистых минералов. В частности, органическому веществу и пириту принадлежат экзотермические эффекты в интервале 300—400°. Суммарная потеря

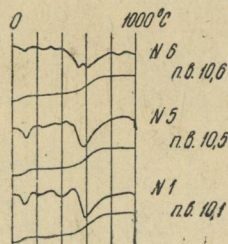


Рис. 7. Кривые нагревания и изменения веса фракции менее 0,001 мм образцов №№ 6, 5, 1. Навеска 0,3 г, эталон  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , скорость нагревания 20 градусов в минуту, платино-платинородиевая термомпара сечением 0,5 мм.

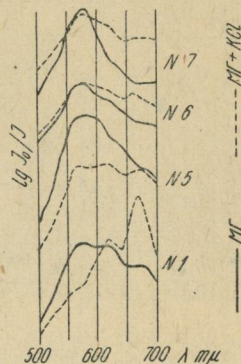


Рис. 8. Кривые спектрального поглощения окрашенных суспензий образцов № 7, 6, 5, 1.

веса составляет от 10,1 до 10,9%. Таким образом, кривые нагревания в общем характерны для гидрослюд. Присутствие каолинита проявляется в выполаживании восходящей ветви эндотермического прогиба при 400—700°, а иногда и в появлении обособленного эндоэффекта с максимумом около 600°. При этом отсутствие высокотемпературной экзотермической деформации кривой объясняется, возможно, примесью кальцита.

Оптическому изучению подвергались агрегаты ориентированных частиц. Они характеризуются щеповидной формой с параллельными краями и имеют показатели преломления в пределах 1,545—1,586 при двупреломлении 0,020—0,030 ( $\text{Ng}'$  — 1, 575—1,586,  $\text{Np}'$  — 1,545—1,560).

При окрашивании МГ глинистая суспензия приобретает голубовато-серую окраску. При фотометрировании (рис. 8) устанавливается «дублетный» максимум в области 565—576 мμ. При добавлении KCl сдвига окраски либо не наблюдается, либо он весьма слаб. На кривых спектрального поглощения суспензий окрашенных МГ + KCl, «дублетный» максимум сохраняется. В ряде случаев появляется еще и слабый «ионный» максимум близ 660 мμ. Для коллоидных фракций аргиллитов характерен большой сдвиг окраски при добавлении KCl к МГ (до зеленовато-голубого) и соответственно возрастание «ионного» максимума при 660 мμ на кривых спектрального поглощения (рис. 8, образец 1).

Результаты электронномикроскопического исследования (рис. 9—10) не противоречат данным других методов исследования.

Таким образом, для глинистого вещества зернистых пород устанавливается каолинит-гидрослюдистый состав. В образцах глинистых пород роль каолинита менее значительна, кроме того, здесь устанавливается примесь монтмориллонита.

Объемные веса исследованных пород колеблются от 2,61 до 2,74, а величина пористости — от 6,0 до 8,6%.

Особенности минерального состава и тип органического вещества позволяют охарактеризовать степень изменения домеловых мезозойских пород Ейско-Березанского района. По всей вероятности, это единый верхнетриасово-нижнеюрский комплекс, так как степень изменения



Рис. 9. Образец № 6. Электронное фото фракции менее 0,001 мм. Увеличение 7000.

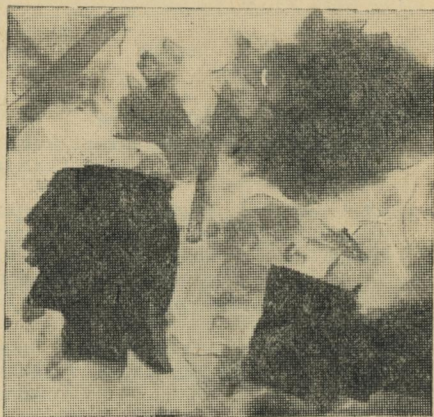


Рис. 10. Образец № 1. Электронное фото фракции менее 0,001 мм. Увеличение 7000.

этих пород одинаковая. Для зернистых пород характерен не только полиминеральный цемент (гидрослюда, глауконит, каолинит), но и цемент различной степени кристалличности и различного происхождения. Для глинистых пород свойственны низкая степень перекристаллизации глинистого полиминерального вещества, отсутствие хлорита<sup>1</sup>, наличие монтмориллонита. Характерна низкая степень углефикации растительных тканей и приуроченность их в основном к зернистым породам. Окисление сажистых обрывков легко достигается действием перекиси водорода слабых концентраций. В домеловых мезозойских породах растительные ткани находятся на той же стадии изменения, что и в меловых породах (ксилено-фузен, ксилено-витрен). Значительная пористость также вполне согласуется с меньшей степенью их изменения (по сравнению с одновозрастными породами Крыма).

В отличие от триас-юрских пород Предкавказья, в Крыму могут быть намечены литологические различия между нижней и средней юрой, с одной стороны, и верхним триасом и более древними породами таврического флиша, — с другой. Кроме того, отложения нижней юры в Крыму налегают на верхнетриасовые с размывом. В настоящее время есть все основания выделять в таврическом флише Крыма пять толщ [3]. Достоверно верхнетриасовый возраст установлен только для самой верхней толщи. Степень изменения всех этих пяти толщ отличается от степени изменения отложений ниже- и среднеюрского возраста. Если породы таврического флиша находятся на стадии позднего катагенеза (эпигенеза), то породы нижней и средней юры только на стадии раннего катагенеза. Нижнемезозойские отложения Предкавказья по степени изменения, минеральному составу и так далее обна-

<sup>1</sup> Хлорит, как указывалось выше, присутствует лишь в качестве новообразований в узловато-разлинованных аргиллитах.

руживают большее сходство с терригенной нижней и средней юрой Крыма, чем с таврической серией (табл. 3).

Таблица 3

Сравниваемые особенности	Крым			Нижнемезозойские отложения юго-западного Предкавказья
	таврическая серия	нижняя юра	средняя юра	
Ритмичность	четкая	неясная	четкая или отсутствует	отсутствует
Флишевые текстуры	распространены постоянно	отсутствуют или плохо выражены	отсутствуют или плохо выражены	отсутствуют
Состав обломочной части пород	слюдисто-кварцевый, кварцевый, полевошпатово-кварцевый	аркозовый, граувакковый, (с калиевыми полевыми шпатами)	аркозовый, граувакковый, полевошпатово-кварцевый	полевошпатово-кварцевый (с калиевыми полевыми шпатами)
Состав цемента пород	гидрослюда, кварц, кальцит	кальцит, цеолит, гидрослюда	кальцит, гидрослюда, каолинит, халцедон, кварц	гидрослюда, глауконит, каолинит, слабо анизотропное глинистое вещество
Глинистые породы	аргиллиты неразмокающие, часто сланцеватые	аргиллиты размокающие	аргиллиты и глины, плохо сортированные, часто разбухающие	аргиллиты, слабо размокающие
Глинистые минералы	гидрослюда, редко хлорит	гидрослюда	гидрослюда, монтмориллонит, каолинит	гидрослюда, каолинит, монтмориллонит
Характер и количество растительного детрита	мало, сильно углефицирован	много в песчаниках	очень много во всех типах пород, углистые прослои, гагат	очень много, низкой степени углефикации (фюзеноксиленового типа)
Степень изменения	сильное, пористость 1—2%	слабое	слабое	слабое, пористость 6—8%
Стадия породообразования	глубинный или поздний катагенез (эпигенез)	начальный или ранний катагенез (эпигенез)		

Изученный керновый материал, характеризующий седиментацию в домеловом мезозойском бассейне Предкавказья и дальнейшее преобразование осадков, свидетельствует в пользу переходного от геосинклинального к платформенному режиму седиментации и последующих преобразований с хорошей сохранностью минералов, образовавшихся на стадии диагенеза. Можно полагать, что во время отложения осадков таврической флишевой формации в Крыму и одновозрастных отложений Предкавказья существовал единый морской бассейн, условия седиментации в котором были неоднозначны в частях с различным тектоническим режимом. В связи с этим, по всей вероятности, нет оснований относить домеловые мезозойские отложения Предкавказья к складчатому основанию платформы. Скорее всего, как и полагает А. Л. Ян-

шин [1], эти породы слагают нижний структурный подъярус платформенного чехла эпипалеозойской Скифской платформы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Егоян В. Л., Ермаков В. А., Кийко К. И. Об открытии морского верхнего триаса в Ейско-Березанском районе юго-западного Предкавказья. «Докл. АН СССР», т. 138, № 6, 1961.
  2. Летавин А. И., Редичкин Н. А. Об отложениях верхнего карбона—нижней перми в Западном Предкавказье. «Докл. АН СССР», т. 142, № 4, 1962.
  3. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Шапошников Д. П. Литология и генезис таврической формации Крыма. Изд-во ХГУ, 1961.
-

## О МОРСКОМ НЕОКОМЕ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

И. И. Литвин, Н. Т. Еремина

Наличие морских отложений неокома на территории Днепро-Донецкой впадины (Черниговская и Сумская обл.) установлено и фаунистически обосновано О. К. Каптаренко-Черноусовой [3]. Ее данные были учтены при составлении унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. В то же время выделение морского неокома и его палеонтологическое обоснование вызывает возражения со стороны некоторых исследователей (1, 4, 7).

Новые данные, полученные нами при изучении нижнемеловых отложений, пройденных скважиной № 1-с, подтверждают мнение О. К. Каптаренко-Черноусовой.

Скважина № 1-с пробурена в 1961 г. Харьковской комплексной геологоразведочной экспедицией треста «Днепрогеология» возле с. Быстрик, Кролевецкого района, Сумской области. Под мело-мергельной толщей верхнего мела скважиной пройдены, начиная с глубины 316,0 м, сеноманские и нижнемеловые отложения общей мощностью 97,0 м (рис. 1). Микрофаунистические, палинологические и литологические исследования последних позволили выделить в их составе аналоги сеноманского, альбского, аптского ярусов, а также континентальные и морские отложения неокома.

Сеноманский и альбский ярусы. К нерасчлененным сеноманскому и альбскому ярусам отнесена толща пород в интервале 316,0—342,5 м, по литологическому составу разделяющаяся на две части.

Верхняя часть, мощностью 1,5 м, представлена мелом серым, местами светло-серым, песчаным, с глауконитом и мелкими желваками фосфоритов, с комплексом фораминифер верхнего сеномана. А. П. Васютиной здесь определены: *Anomalina globosa* (Brotzen), *Anomalina cenomanica* (Brotzen), *Anomalina jarzevae* (Vass.), *Anomalina baltica* (Brotzen), *Anomalina* sp., *Cibicides vassilenkoae* Gorbenko, *Cibicides* sp., *Trochammina globigeriniformis* (Jones et Parker), *Gyroidina nitida* (Reuss), *Arenobulimina* sp., *Gümbelitra cenomana* (Keller) и др.

Нижняя часть, мощностью 25 м, сложена песками светло-серыми, серыми, зеленовато-серыми и темно-серыми, в верхней части разреза — мелкозернистыми, в нижней части — разнотернистыми, с глауконитом, несколько уплотненными, неслоистыми. В основании песчаной пачки лежит песок серый, разнотернистый, с гравийными зернами кварца и глауконитом, в верхней ее части — песок серый, мелкозернистый, с глауконитом, желваками фосфоритов и микрофауной верхнего сеномана. Нижняя часть песчаной пачки, условно относимая по возрасту

к альбскому ярусу, макро- и микрофауну не содержит. Переход между песками и вышележащим песчаным мелом постепенный. Альб-сеноманские отложения залегают на размытой поверхности континентальных пород аптского яруса.

**Аптский ярус.** К аптскому ярусу отнесены песчано-глинистые континентальные образования (интервал 342,5—361,5 м) общей мощностью 19 м. Среди них преобладают глины и в небольшом количестве встречаются пески и песчаники.

Глины светло-серые, грязно-серые, серые и черные, иногда пестроцветные, от песчаных до тонкоотмученных, с неровным и раковистым изломами, неслоистые. Сероцветные глины содержат гнезда и примазки темного органического вещества иногда значительное количество обуглившихся обломков древесины, изредка прослойки лигнита мощностью до 0,1 м и мелкие овальные стяжения сидерита. Для пестроцветных глин характерно присутствие значительного количества гидроокислов железа, а также мелких овальных стяжений сидерита, часто окисленных с поверхности и местами переполняющих породы. В некоторых случаях наряду с сидеритом наблюдаются включения гравийных зерен кварца. Термические, рентгеновские и электронно-микроскопические исследования глин показывают, что основной составной частью их фракций меньше 0,001 мм является каолинит.

Пески и песчаники светло-серые, серые, мелкозернистые, реже разномзернистые, кварцевые, каолинизированные, неслоистые. Песчаники обычно слабо сцементированы, а пески несколько уплотнены.

Обращает на себя внимание присутствие в разрезах аптского яруса плохо отсортированных песчано-алевритово-глинистых пород, неслоистых, состоящих из беспорядочно перемешанных песчаных, алевритовых и глинистых частиц с включением гравийных зерен кварца и кремня.

Легкие фракции пород аптского яруса состоят из зерен кварца (93,0—98,0%), в меньшем количестве — обломков кремня и пород (2,0—6,1%). В отдельных образцах встречены единичные зерна калиевых полевых шпатов.

Содержание тяжелых фракций в размерных фракциях 0,25—0,01 мм пород колеблется в пределах 0,12—1,76% (табл. 2). Из терригенных минералов в их составе преобладают ильменит, лейкоксен, циркон, турмалин и рутил. В меньшем количестве, но постоянно, присутствуют дистен и ставролит, sporadически встречается магнетит. Аутигенные минералы представлены сидеритом, сульфидом и гидроокислами железа, частично анатазом и лейкоксеном. Породы аптского яруса в целом не отличаются от одно-возрастных пород других районов Днепро-Донецкой впадины (1, 5, 6).

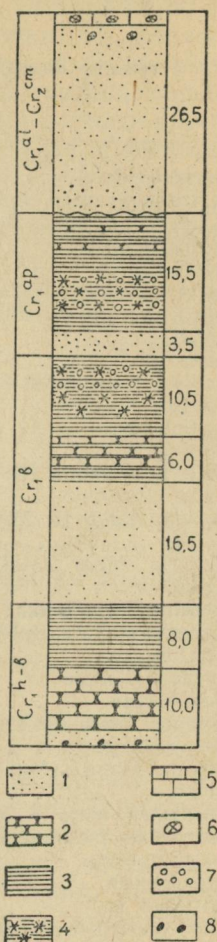


Рис. 1. Разрез сеноманских и нижнемеловых отложений скважины № 1-с:

1 — пески, 2 — песчаники, 3 — глины сероцветные, 4 — глины пестроцветные, 5 — мел песчаный, 6 — желваки фосфоритов, 7 — бобовины сидерита, 8 — гальки кварца и кремня

Таблица 1

Состав спор и пыльцы из нижнемеловых отложений района с. Быстрик  
(скв. № 1—с), %

Название видов	Аптский ярус	Неоком			
	Обр. 10, гл. 356,0—358,0 м	Обр. 20, гл. 372,6—373,0 м	Обр. 21, гл. 373,6—374,3 м	Обр. 22, гл. 374,6—376,1 м	
Lycopodiaceae	1,0	2,1	0,9	—	
Selaginella granata Bolkh.	—	—	—	1,0	
Selaginella peraspera Bolkh.	—	—	—	1,8	
Selaginella sp.	2,3	2,6	2,7	—	
Osmunda sp.	2,4	5,1	1,2	—	
Anemia exilioides (Mal.) Bolkh.	—	—	0,3	0,5	
Anemia macrorhyza (Maf.) Bolkh.	—	—	0,1	0,5	
Anemia sp.	5,0	2,1	1,0	1,6	
Lygodium subsimplex (Naum.) Bolkh.	—	—	—	1,5	
Lygodium sp.	1,8	2,0	1,2	1,2	
Pelletieria sp.	22,3	2,3	2,9	2,0	
Pelletieria mutabila (Bolkh.) Bolkh.	—	0,1	0,3	0,4	
Pelletieria tersa (K.-M.) Bolkh.	6,0	0,4	1,1	3,5	
Pelletieria minor (Mal.) Bolkh.	16,8	—	2,1	1,0	
Gleichenia laeta Bolkh.	0,4	1,8	1,7	2,5	
Gleichenia stellata Bolkh.	—	0,1	—	—	
Gleichenia sp.	1,4	3,7	5,3	7,6	
Hymenophyllaceae	—	2,3	4,0	—	
Dicksoniaceae	0,5	—	—	—	
Dicksonia densa Bolkh.	—	—	—	0,5	
Coniopteris sp.	5,5	3,3	9,5	2,6	
Alsophila major (Mal.) Bolkh.	—	—	0,6	—	
Hausmannia alata K.-M.	—	—	0,9	—	
Hausmannia anonyma Bolkh.	—	—	5,5	3,0	
Hausmannia sp.	—	1,4	—	5,6	
Polypodiaceae	1,0	0,4	0,6	1,1	
Leiotriletes sp.	10,6	13,0	10,0	9,3	
Leiotriletes typicus Naum.	—	0,4	—	—	
Chomotriletes Naum.	—	—	—	2,1	
Trachytriletes Naum.	0,5	0,1	—	2,5	
Lophotriletes Naum.	—	0,1	0,4	—	
Brochotriletes Naum.	—	0,1	—	—	
Stenozonotriletes Naum.	—	0,4	—	—	
Hymenozonotriletes simplex Bolkh.	0,5	—	—	—	
Неопределенные споры	3,0	4,0	1,3	4,0	
Bennettitales	0,5	1,0	0,7	1,6	
Cycas sp.	0,4	0,3	—	0,8	
Ginkgo sp.	2,8	5,3	4,9	2,1	
Coniferales	1,5	1,3	7,2	21,6	
Psophosphaera sp.	—	1,0	2,0	—	
Brachyphyllum sp.	—	1,3	2,8	0,5	
Podocarpus sp.	—	2,7	3,8	2,0	
Picea sp.	0,8	8,7	8,0	3,1	
Cedrus sp.	—	0,3	—	—	
Pinus sp.	2,8	22,1	10,0	6,5	
Taxodium sp.	1,9	—	—	—	
Cupressaceae-Taxodiaceae	1,9	4,0	—	2,6	
Cupressacites sp.	—	—	3,0	—	
Frenella minor (Mal.) Bolkh.	—	—	3,0	—	
Неопределенная пыльца	2,0	4,2	1,0	3,4	
Angiospermae	4,4	—	—	—	

В глине темно-серой, местами черной, с прослоем лигнита мощностью 0,1 м (обр. 10, глубина 356,0—358,0 м) обнаружен споровопыльцевой комплекс низов аптского яруса (табл. 1).

Неоком. Под отложениями аптского яруса, в интервале 361,5—413,0 м, скважиной пройдены нижнемеловые отложения, по литологическому составу и генетическим признакам разделяющиеся на две части.

Нижняя их часть (интервал 394,5—413,0 м) представлена морскими отложениями нерасчлененных готеривского и барремского ярусов. В основании этой части разреза лежит песок грязно-серый, с зеленоватым оттенком, разнозернистый, с гравием и мелкой галькой кварца, глауконитово-кварцевый, неслоистый, уплотненный, известковистый, мощностью 2 м. Вверх по разрезу он постепенно сменяется песчаниками грязно-серыми, с зеленоватым оттенком, мелко- и разнозернистыми, алевритово-глинистыми, глауконитово-кварцевыми, неслоистыми, известковистыми, рыхлыми, с прослойками алевритов и темно-серых песчаных глин. Общая мощность песков и песчаников — 10 м. Фаунистические остатки, споры и пыльца в них не обнаружены.

Легкие фракции песков и песчаников сложены зернами кварца (63,8—69,9%), калиевых полевых шпатов (4,2—11,2%), глауконита (18,7—30,0%) и листочками мусковита (0,6—2,0%). В отдельных образцах встречены обломки кремня, пород и обуглившейся древесины.

Содержание тяжелых фракций колеблется в пределах 1,35—2,32% (табл. 2). Из терригенных минералов в их составе преобладают ильменит, циркон, гранаты, турмалин, рутил и дистен. В меньшем количестве, но постоянно, присутствуют ставролит, зеленая слюда, минералы группы эпидота, спорадически встречаются силлиманит, биотит и магнетит. Аутигенные минералы представлены сульфидами железа, глауконитом и фосфатами.

Залегают пески и песчаники с размывом на подстилающих верхнеюрских породах, вверх по разрезу постепенно сменяются глинами мощностью 8,5 м. Глины светло-серые и серые, местами с розоватым оттенком, тонкоотмученные и алевритистые, с раковистым и неровным изломами, слоистые. Слоистость тонкая, горизонтальная, параллельная, местами несколько неправильная, волнистая. Ее появление обусловлено наличием в глине тонких слойков и линзочек светло-серого алеврита. В составе фракций меньше 0,001 мм глин преобладает каолинит с несовершенной структурой. В нижней части глин наблюдаются редкие мелкие конкреции и прослойки сидерита мощностью до 2 см.

Легкие фракции глинистых пород сложены зернами кварца (71,2%), калиевых полевых шпатов (4,1—4,4%), глауконита (1,0—7,4%), листочками мусковита (4,4—11,9%) и зеленой слюды (5,4—19,0%). В составе тяжелых фракций глинистых пород по сравнению с тяжелыми фракциями песков и песчаников увеличивается содержание зеленой слюды и магнетита, уменьшается количество турмалина, рутила и дистена, появляются гидроокислы железа и сидерит (табл. 2).

В глинах на глубине 401,3 м нами обнаружена угнетенная и плохой сохранности фауна песчаных фораминифер, среди которых присутствуют (определения Е. В. Мятлюк): *Protonina* sp., *Glomospirella* sp. типа *Gaultina* (Berth.), *Haplophragmoides indericus* Mjatl., *Haplophragmoides* sp., *Ammobaculites* sp., *Trochammina* aff. *depressa* Lozo, *Höglundina* sp., *Bimonilina* sp., *Ostracoda*. Обнаруженная микрофауна, по мнению Е. В. Мятлюк, имеет нижнемеловой облик, близка к барремской и аптской и характерна для опресненных бассейнов. Достоверно установить возраст вмещающих пород до яруса на основании этого микрофаунистического комплекса пока не представляется возможным. Однако

## Минералогический состав тяжелых фракций нижнемеловых

Возраст	№ образца	Глубина взятия образцов (м)	Название породы	Содержание тяжелых фрак.	Магнетит	Ильменит+лейкоксен	Сидерит <sup>1</sup>	Сульфиды железа <sup>1</sup>
Аптский ярус	4	346,5—348,5	Порода песчано-глинистая, серая	0,20	0,8	65,6	—	8,0
	5	348,5—351,0	" "	0,12	—	60,2	—	0,3
	6	351,0—351,5	Глина, пестроцветная	0,30	2,0	64,3	—	6,2
	7	352,0—353,0	" "	1,07	—	37,7	47,2	—
	8	353,0—354,5	" "	1,76	—	16,6	15,2	—
	9	354,5—356,0	Глина светло-серая	1,20	0,8	57,8	25,7	42,6
	10	356,0—358,0	Порода песчано-глинистая, светло-серая	0,33	—	57,5	—	11,2
Неоком (баррем) — континентальный	11	361,5—362,2	Глина светло-серая	0,09	—	66,8	5,7	71,5
	12	362,2—363,4	Глина пестроцветная	4,35	—	33,6	66,5	—
	13	363,4—365,1	" "	0,41	1,0	41,4	45,8	1,9
	14	365,1—366,0	" "	0,73	2,8	26,0	42,8	0,5
	15	366,0—367,0	Глина светло-серая	1,12	—	40,0	—	93,2
	17	368,8—370,0	Глина пестроцветная	0,12	6,8	55,8	3,4	52,1
	18	370,0—370,5	Глина светло-серая	0,03	0,2	74,0	—	2,8
	20	372,0—373,0	Песчаник м/з серый	0,44	0,8	66,1	—	3,4
	21	373,6—374,3	" "	0,67	1,3	59,9	—	0,8
	22	374,6—376,0	" "	0,34	0,4	68,1	—	1,8
	23	378,0—379,5	Песок р/з, светло-серый	0,86	6,2	56,6	5,7	3,7
	24	379,5—382,0	" "	0,79	5,5	50,3	1,1	12,7
	25	386,0—394,5	Песок м/з	0,13	0,1	64,2	—	5,8
Неоком (готерив-баррем) — морской	26	394,5—401,0	Глина светло-серая	0,18	1,9	51,5	—	8,0
	27	401,0—404,0	" "	6,27	16,4	43,0	5,4	38,3
	28	403,0—405,5	Песчаник м/з	2,32	0,3	56,7	—	11,6
	29	407,0—411,0	" "	1,35	—	51,6	—	16,6
	30	411,0—413,0	Песок р/з	1,43	0,3	48,3	—	22,5

<sup>1</sup> Минералы, исключенные из обще-

Е. В. Мятлюк все же склонна считать, что микрофауна может характеризовать готерив-барремские отложения.

Верхняя часть неокома (интервал 361,5—394,5 м) представлена континентальными отложениями барремского яруса. На морских глинах готерив-баррема залегают пески светло-серые, пепельно-серые, местами с буроватым оттенком, мелко- и разнозернистые, с гравием, кварцевые и полевошпатово-кварцевые, неслоистые, несколько уплотненные. Они заканчиваются вверху чередованием песчаников серых, мелкозернистых, каолинизированных, тонкослоистых, рыхлых с глинами серыми и темно-серыми, песчано-алевритовыми, неслоистыми, известковистыми. Песчаники и глины содержат значительное количество обуглившегося растительного детрита. Общая мощность песков и песчаников — 22,5 м.

Легкие фракции песков и песчаников сложены зернами кварца (78,6—93,9%), калиевых полевых шпатов (4,3—11,3%), листочками мусковита (0,0—1,3%), зеленой слюды (0,0—0,5%), обломками кремня, пород (1,8—8,0%) и обуглившейся древесины. В составе тяжелых фракций преобладают ильменит, лейкоксен, циркон, турмалин и рутил. В меньшем количестве, но постоянно, встречаются гранаты, дистен, ставролит, магнетит, в отдельных образцах — силлиманит, анатаз, бру-

Таблица 2

пород района с. Быстрик (скважина № 1—с), %

Гидроокис- лы железа <sup>1</sup>	Циркон	Гранат	Турмалин	Рутил	Дистен	Ставролит	Силлиманит	Анаказ + брукит	Эпидот- цоизит	Биотит	Зеленая слюда	Глауконит <sup>1</sup>	Фосфаты <sup>1</sup>
—	25,6	0,4	3,2	1,9	0,8	1,5	—	—	—	—	—	—	—
—	29,0	—	3,6	3,3	1,3	1,6	—	1,0	—	—	—	—	—
12,1	22,9	—	6,5	2,5	0,8	0,6	—	0,4	—	—	—	—	—
43,1	41,2	—	15,0	3,7	1,2	1,2	—	—	—	—	—	—	—
69,9	62,1	—	13,3	3,2	3,2	1,6	—	—	—	—	—	—	—
—	24,1	—	11,6	4,1	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—
1,8	22,8	0,3	13,9	1,0	1,7	0,3	—	2,5	—	—	—	—	—
1,9	15,0	—	8,3	6,6	3,3	—	—	—	—	—	—	—	—
30,0	36,6	—	16,6	6,6	3,3	3,3	—	—	—	—	—	—	—
6,5	45,7	—	4,2	4,7	1,0	1,0	—	0,5	0,5	—	—	—	—
45,0	44,2	—	15,7	7,1	1,4	2,8	—	—	—	—	—	—	—
—	36,0	—	10,0	6,0	2,0	2,0	—	4,0	—	—	—	—	—
19,1	28,1	—	3,7	5,0	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—
0,5	19,2	0,2	3,3	1,7	0,2	1,0	0,2	—	—	—	—	—	—
1,0	16,9	0,8	9,7	2,5	0,2	2,2	—	—	—	—	0,8	—	—
0,8	23,0	0,4	10,4	3,4	0,4	0,4	—	—	—	—	0,8	—	—
—	15,9	0,2	9,7	3,4	0,9	0,6	—	0,2	—	—	0,6	—	—
3,0	11,5	1,0	7,7	5,2	4,7	3,7	3,2	—	—	—	—	—	—
4,3	18,3	1,1	12,2	6,6	3,3	1,1	1,1	—	0,5	—	—	—	—
—	14,8	0,8	11,0	3,1	2,9	0,6	0,1	0,3	—	0,6	1,5	—	—
4,0	12,2	6,4	2,9	4,1	4,5	1,9	0,3	—	0,6	1,9	11,2	1,2	—
10,8	5,2	2,3	1,1	1,7	3,5	0,5	—	—	—	1,1	25,2	—	—
—	7,0	8,6	8,3	5,3	8,6	1,3	—	—	1,0	1,3	1,6	31,8	0,9
—	8,5	11,0	5,0	8,5	11,7	1,0	0,3	—	1,0	0,7	0,7	16,6	0,7
—	5,5	5,1	3,3	7,0	22,9	1,4	—	—	4,4	—	1,8	35,4	—

го подсчета.

кит, зеленая слюда, минералы группы эпидота. Аутигенные минералы представлены сульфидами и гидроокислами железа, иногда сидеритом (табл. 2).

В песчаниках нами были обнаружены отпечатки папоротников и гинкговых, среди которых Е. Е. Мигачевой определены:

1) глубина 372,2 м — *Gleichenia* sp.;

2) глубина 373,6—374,3 м — *Gleichenia* sp., *Coniopteris* cf. *onychoides* Vas. et K.—M., *Coniopteris* sp., *Onychiopsis* cf. *psilotoides* (Stokes et Webb) Ward., *Ginkgo* sp. aff. *G. huttonii* (Sternb.) Heer.

Из этой же части разреза, с глубины 372,6—376,1 м, выделены споры и пыльца, характерные для готерив-барремских отложений (табл. 1).

Заканчиваются континентальные отложения барремского яруса пачкой сероцветных и пестроцветных глин, которые по своему вещественному составу и текстурно-структурным особенностям ничем практически не отличаются от вышележащих глинистых пород аптского яруса.

Морские осадки неоконга вскрыты и рядом других скважин на территории Черниговской и северо-западной части Сумской областей. Они обнаружены в скважинах № 26 и 28 в районе г. Новгород-Северского, в скважине № 7-г (г. Шостка), скважине № 27 (г. Глухов), в некоторых скважинах северной части профилей Корюковка—Новая Басань и Яго-

тин—Батурин, на Березнянской, Анисовской, Олишевской, Ведильцевской и других площадях. Таким образом, морские осадки неокома распространены на довольно значительной площади северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. По направлению на юг и юго-восток они постепенно замещаются континентальными образованиями.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Билык О. Д., Сухорский Р. Ф. К изучению нижнемеловых отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. Тр. УкрНИГРИ, вып. 1, Гостоптехиздат, 1959.
  2. Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилуйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба. Региональная стратиграфия СССР, т. 3, Изд-во АН СССР, 1958.
  3. Каптаренко-Черноусова О. К. О морском неокоме Днепровско-Донецкой впадины. «Геол. ж. АН УССР», т. 19, вып. 1, 1959.
  4. Лапкин И. Ю., Стерлин Б. П. Днепровско-Донецкая впадина. Очерки по геологии СССР, т. 2, ВНИГРИ, 1957.
  5. Литвин И. И. О нижнемеловых континентальных отложениях Днепровско-Донецкой впадины. «Докл. АН СССР», т. 139, № 6, 1961.
  6. Литвин И. И. Нижнемеловые пестроцветные отложения Днепровско-Донецкой впадины. Зап. геол. отд. геолого-географ. ф-та ХГУ, т. 15, Изд-во ХГУ, 1962.
  7. Стерлин Б. П. Юрские и нижнемеловые отложения района Харькова. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 37 (3), 1962.
-

## О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СПИКУЛ КРЕМНЕВЫХ ГУБОК В СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ

*Г. Д. Соболев*

Применяемые в настоящее время методы стратификации осадочных толщ, основанные на изучении встречающихся в них микроскопических органических остатков, далеко не в равной степени обеспечивают возможность расчленения карбонатных и бескарбонатных пород.

В широких масштабах и весьма успешно ведутся работы по изучению стратиграфического значения и вертикального распространения фораминифер и остракод, приуроченных к карбонатным отложениям. Несравненно хуже обстоит дело с разработкой и внедрением в практику методов микропалеонтологического расчленения бескарбонатных толщ.

В последние годы в СССР и за рубежом, наряду с дальнейшим совершенствованием методов, основанных на изучении радиолярий, диатомей, пыльцы и т. д., делаются попытки использовать при расчленении бескарбонатных пород спикулы кремневых губок. Необходимо отметить, что метод этот является в известной степени возрождающимся, так как еще в конце XIX и в начале XX столетия многие исследователи занимались изучением спикул, правда, главным образом с морфологической точки зрения.

В настоящее время в СССР работу по изучению возможностей использования спикул кремневых губок при микропалеонтологических исследованиях ведет В. М. Колтун [3, 4, 5]. В его работах спикулы губок служат основанием для выяснения систематического состава спонгиозной фауны, восстановления температуры, глубины и солености тех бассейнов, в которых обитали губки. В меньшей мере В. М. Колтун рассматривает вопросы вертикального распределения спикул в разрезах и их стратиграфической приуроченности. Некоторые данные подобного рода встречаются в исследованиях А. К. Богдановича [1, 3], посвященных среднемайкопским отложениям Северного Кавказа, где спикулы кремневых губок наряду с другими организмами могут быть использованы при расчленении майкопской серии.

Этим исчерпываются вышедшие в последние годы в СССР труды, авторы которых в той или иной степени стремились использовать спикулы кремневых губок при решении микропалеонтологических задач. За рубежом изучение стратиграфической приуроченности спикул губок в первую очередь должно быть связано в настоящее время с именем М. W. Laubenfels [6].

В целом можно говорить о том, что спикулы кремневых губок пока еще очень мало используются при расчленении и сопоставлении осадочных пород, хотя при описании карбонатных и бескарбонатных пород морского происхождения указания на нахождение спикул кремневых гу-

бок весьма многочисленны, а некоторые микропалеонтологи давно отмечали перспективность их изучения. [7].

Желание выяснить возможность использования спикул кремневых губок при расчленении палеогеновых отложений и в первую очередь бескарбонатных толщ побудило нас провести работу, основные результаты которой излагаются ниже.

В районе г. Харькова и его окрестностях можно наблюдать довольно полные разрезы верхов украинского палеогена. Многочисленные карьеры кирпичных заводов на северо-западных окраинах Харькова вскрывают верхи мергелистой толщи нижнекиевской подсвиты и двадцатисемиметровый разрез верхнекиевской подсвиты, представленный бескарбонатными, глауконитовыми, глинистыми песками и песчаниками, алевроитами и глинами. Разрез харьковской свиты и ее контакт с вышележащей полтавской серией может наблюдаться в г. Змиеве (в 35—40 км южнее Харькова), где она сложена тридцатиметровой толщей бескарбонатных глауконитовых средне- и мелкозернистых песков. Эти две группы разрезов, из которых послойно через 3 м были отобраны образцы, подверглись лабораторным исследованиям.

Прежде чем перейти к характеристике комплексов спикул, встречаемых в различных горизонтах изученных разрезов, необходимо отметить некоторые особенности их распространения и общего облика.

Изучение разрезов выявило, что спикулы кремневых губок в отложениях палеогена рассматриваемого района обнаруживают устойчивую приуроченность к определенным литологическим разностям пород. Богатая и разнообразная фауна кремневых спикул встречена в мергелях, глинистых песках и песчаниках, алевроитах и глинах. Разрез харьковской свиты, отобранный в районе г. Змиева и сложенный исключительно мелко- и среднезернистыми глауконитовыми песками, спикул губок практически не содержит. Естественно возникает предположение о том, что спикулы кремневых губок являются материалом более пригодным (в нашем районе) для стратификации толщ алевроито-глинистого состава и в меньшей степени могут быть использованы при расчленении толщ чисто песчаного состава.

В настоящее время основой систематики губок, а следовательно, и выделения устойчивых в стратиграфическом отношении комплексов спикул, является их морфология — строение спикул. Однако хочется отметить, что в просмотренном нами материале обращают на себя внимание и некоторые другие особенности, которые могут способствовать выделению четко отличающихся друг от друга комплексов спикул. К таким признакам должны быть отнесены размеры спикул и характер слагающего их минерального вещества.

Просмотренный нами материал дает основание говорить о том, что в ряде случаев в различных горизонтах киевской свиты встречаются совершенно одинаковые в морфологическом отношении спикулы, резко отличающиеся в то же время друг от друга по своим размерам, причем различие в размерах для разных горизонтов строго выдерживается. Таким образом, размеры спикул, даже при их морфологической однородности, помогают различать комплексы, приуроченные к определенным горизонтам.

Некоторый интерес при изучении отдельных разрезов могут иметь, очевидно, и различия в характере минерального вещества, из которого состоят спикулы, что, несомненно, связано с какими-то вторичными процессами. В нашем материале наблюдались прекрасно сохраняющие форму спикул псевдоморфозы пирита по спикулам и различные по состоянию вещества опаловые спикулы, среди которых могут быть выделены

абсолютно прозрачные стекловидные, полупрозрачные-замутненные и совершенно непрозрачные-фарфоровидные. Связывать возникновение этих различий с современными процессами выветривания нельзя, так как наиболее измененные спикулы располагаются в ряде случаев значительно ниже по разрезу, чем наименее измененные—стекловидные. Соотношение спикул различного облика в разных частях просмотренных нами разрезов неодинаково и выдержанно. Это дает возможность, наряду с другими, использовать и этот признак при выделении комплексов спикул, характеризующих собой определенный горизонт изучаемого разреза.

В заключение необходимо отметить некоторые особенности методики выделения спикул кремневых губок из осадочных пород. Методика, рекомендуемая зоологами и заключающаяся в обработке небольшого количества материала соляной кислотой при нагревании, рассчитана на очень большую концентрацию спикул.

Для обычных горных пород, в которых спикулы находятся в рассеянном состоянии, а содержание их по отношению к минеральному веществу часто весьма невелико, эта методика мало применима. Значительно целесообразнее использовать обычную методику, используемую при выделении фораминифер, но нужно просматривать и мелкую фракцию. Необходимо дезинтегрировать сравнительно большой объем породы, отмыть фракции, просмотреть крупную и мелкую фракции, отобрать и затем из отобранных спикул изготовить прозрачные препараты на канадском балъзаме. Этот путь, правда весьма трудоемкий, дает возможность получить наиболее полное представление о комплексе спикул, содержащемся в обрабатываемом образце.

Как уже указывалось выше, распределение спикул в изученных нами разрезах неравномерно. Богатая фауна спикул приурочена к верхам нижнекиевской и к верхнекиевской подсвиты. Совершенно отсутствуют спикулы в нашем районе, в песках харьковской свиты.

Из толщи, охарактеризованной спикулами, нами были послонно отобраны и обработаны образцы, причем каждый последующий образец отличается от предыдущего по комплексу содержащихся в нем спикул. Для иллюстрации остановимся на составе ассоциаций спикул четырех групп образцов, которые характеризуют собой следующее: первая — верхи мергелистой толщи нижнекиевской подсвиты, вторая (3 м выше по разрезу) — контактную зону между нижнекиевской и верхнекиевской подсвитами, третья — основание верхнекиевской подсвиты (еще на 3 м выше), четвертая — верхи разреза киевской свиты, наблюдаемые в обнажениях на северо-западной окраине Харькова (почти на 20 м выше по разрезу).

Первая группа образцов содержит до 30 типов спикул, которые представлены оксами, акантоксами, анатриенами, многочисленными, иногда очень крупными протриенами, очень разнообразными дихотриенами, диенами, филлотриенами, кальтропами, акантокальтропами и сферастрами.

Вторая группа образцов отличается значительными изменениями в составе спикул. Комплекс встречающихся здесь спикул резко обедняется. Вместо 30 типов спикул, обнаруженных в образцах из верхов мергелей киевской свиты, здесь наблюдается только двенадцать. Менее разнообразны становятся оксы (в первом случае было 6 типов, здесь — только 2); совершенно другой облик имеют анатриены, резко сокращается количество дихотриен и протриен. Полностью исчезают спикулы типа акантрокальтропов и сферастров.

Новые заметные изменения наблюдаются в комплексе спикул, характеризующем собой третью группу образцов. Общий облик этого комплекса несколько сходен с предыдущим, но становится богаче (23 типа спикул) и в нем обнаруживаются новые элементы, а некоторые типы спикул исчезают. Более разнообразны оксы, кальтропы, дихотриены и филлотриены. Вновь появляются сферастры. Совершенно новым является появление спикул типа гексактин. Наряду с этим в комплексе полностью отсутствуют анатриены и акантоспикулы.

Четвертая группа образцов характеризуется резким обогащением комплекса, насчитывающего в своем составе свыше 50 типов спикул. Параллельно происходит и заметное увеличение размеров многих типов спикул. Чрезвычайно богата группа ортотриенов и протриенов, достигающих большой величины. Встречаются крупные оксы (до 1,3 мм в длину). Весьма разнообразны крупные спикулы типа дихотриен, кальтроп, ортодиен, продиен. Вновь появляются многочисленные анатриены, акантоксы, акантокальтропы и акантоспикулы других типов. Увеличиваются размеры, количество и разнообразие сферастров.

Приведенные выше данные с несомненностью говорят о том, что каждая из рассмотренных групп образцов характеризуется своим легко распознаваемым и заметно отличающимся от другого комплексом спикул кремневых губок. Эти комплексы быстро и достаточно четко изменяются даже при просмотре разрезов сравнительно небольшой мощности. Все это дает возможность сделать вывод о том, что спикулы кремневых губок являются весьма ценным материалом, который может быть широко использован при микропалеонтологических исследованиях, имеющих своей целью расчленение осадочных толщ морского происхождения. Особо перспективен этот материал при работах по расчленению бескарбонатных толщ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богданович А. К. Об остатках кремневых организмов из среднемайкопских отложений Северного Кавказа и их корреляционном значении. Тр. Краснодарск. филиала ВНИИ, вып. 2, 1959.
2. Богданович А. К. Микрофауна и флора из спонголитовых отложений среднего майкопа Кубани и Северной Осетии. Тр. Краснодарск. филиала ВНИИ, вып. 4, 1960.
3. Колтун В. М. Спикульный анализ как микропалеонтологический метод исследований. Палеонтол. ж., № 3, 1959.
4. Колтун В. М. Спикульный анализ и его применение в геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1960.
5. Колтун В. М. Спикулы кремневых губок в отложениях верхнего мела Зауралья и палеогена Северного Урала. Палеонтол. ж., № 1, 1961.
6. Laubenfels M. W. Sponges of the Post Paleozoic. Geol. Soc. America, vol. 67, 1957.
7. Pokorný V. Zaklady zoologické mikropaleontologie, Praha, 1954.