360

В. И. Муравьев

Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций

Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. И. Муравьев

Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций

Труды, вып. 360

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА
1983

УДК 552.513.4 + 552.55.

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

V. I. Murav'ev

MINERAL PARAGENESES OF GLAUCONITE-SILICEOUS FORMATIONS

Transactions, vol. 360

Муравьев В. И. **Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций.** М.: Наука, 1983. 208 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 360).

В монографии изложена новая концепция образования кремнистых пород (опоки, трепелы, кремни, кремнистые глины), являющихся индикаторными породами глауконитово-кремнистой формации. На основании анализа парагенезов аутигенных минералов, слагающих кремнистые породы, и положения их в разрезах формации и в формационном цикле сделан вывод о двух типах абиогенного кремненакопления. Показана ведущая роль пеплового материала при формировании базальных глауконитовых опок. Обоснован гидротермально-осадочный генезис трепелов, кремней. Рассмотрение всей совокупности формационных циклов глауконитово-кремнистой формации на Русской платформе позволило сделать заключение о периодической резкой активизации платформенного вулканизма в интервале от сеномана до эоцена включительно. Определены важнейшие петрографические и минералогические признаки аутигенных пород, позволяющие устанавливать их первичную вулканогенную природу.

Табл. 34, фототабл. 24, ил. 63, библиогр.: с. 196–203 (261 назв.).

Редакционная коллегия:

академик *А.В.Пейве* (главный редактор)
В.Г.Гербова, В.А.Крашенинников, П.П.Тимофеев

Ответственные редакторы:

В.Д.Шутов, *И.М.Симанович*

Editorial board:

Academician *A. V.Peive* (Editor-in-Chief)
V.G.Gerbova, V.A.Krasheninnikov, P.P.Timofeev

Responsible editors:

V.D.Shutov, *I.M.Simanovich*

М $\frac{1904020000-372}{042\,(02)-83}$ 198–83–III

© Издательство "Наука", 1983 г.

ВВЕДЕНИЕ

Ряд глауконитово-кремнистых формаций в пределах Русской платформы охватывает стратиграфический диапазон от сеномана до эоцена включительно. Олигоценовые отложения включают опоковидные песчаники и песчаники, обогащенные глауконитом, но в наборе олигоценовых пород утрачивают значение собственно кремнистые и собственно глауконитовые образования. В миоценовых толщах появляются известняки и гипсы. Таким образом, начиная с олигоцена отложения, формировавшиеся в пределах эпиконтинентальных морских бассейнов Русской платформы, отражают существенно иные геологические условия, определившие появление новых формаций – терригенной, терригенно-эвапоритовой, терригенно-карбонатной.

Нижняя граница ряда глауконитово-кремнистых формаций соответствует началу позднего мела. Лишь в районах Приднестровья отложения верхнего альба образуют генетически единый комплекс с нижнесеноманскими отложениями и органически включаются в тело глауконитово-кремнистой формации [Пастернак и др., 1968].

Распространение меловых и палеогеновых глауконитово-кремнистых формаций, а также положение изученных опорных разрезов, список которых приведен в табл. 1, показаны на рис. 1.

В пределах Русской платформы можно выделить два главных поля развития глауконитово-кремнистых формаций. Первое поле протягивается субширотной полосой, ось которой совпадает с осью Днепрово-Донецкой впадины. Второе поле в пределах южного Заволжья тяготеет к области длительного стабильного прогибания (Прикаспийская впадина), но, как и первое поле, захватывает значительно более обширные территории, чем собственно Прикаспийская впадина, перекрывая ее относительно менее погруженные прибортовые участки. Кроме того, следует подчеркнуть, что породы–индикаторы рассматриваемого формационного типа получают максимальное относительное развитие на участках, характеризующихся сравнительно малыми суммарными мощностями мел-палеогеновых отложений (сотни метров). Возрастание суммарной мощности отложений происходит, как правило, за счет "нейтральных" пород (пески, алевролиты, мергели). При этом собственно глауконитовые или собственно кремнистые породы хотя и присутствуют в разрезах, но относительная доля их убывает и перестает быть определяющей при выделении формационного типа (осевая зона Днепрово-Донецкой впадины, центральная часть Прикаспийской впадины).

В пределах рассматриваемой территории можно выделить несколько последовательно сформированных формационных тел, или рядов глауконитово-кремнистых формаций: сеноман-турон-коньякскую, сантон-кампан-маастрихтскую, палеоценовую, нижне-среднеэоценовую и верхнеэоценовую формации.

Сложности, связанные со стратиграфией палеогеновых отложений Русской платформы, иллюстрируются табл. 2, в которой приведены основные схемы стратиграфического расчленения палеогена. Разные авторы, посвятившие этому вопросу многие годы исследований, дают различную возрастную интерпретацию одних и тех же литологических комплексов. Поэтому при описании конкретных разрезов (см. рис. 5–14) для разрезов палеогена приведены местные наименования свит и дана их наиболее вероятная возрастная индексация. По этой же причине автор отказывается от составления дробных палеогеографических схем, а пользуется имеющимися, наиболее обоснованными схемами, составленными для отделов [Атлас..., 1961].

Латеральные изменения формационных тел, происходящие в зависимости от фациаль-

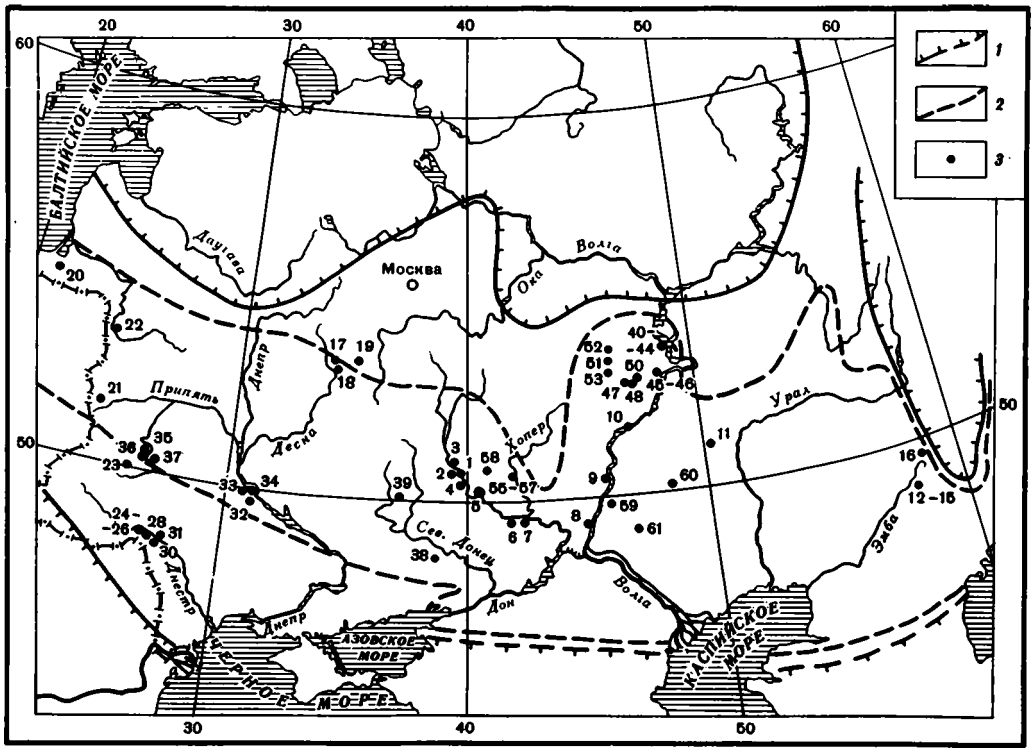


Рис. 1. Схема распространения глауконитово-кремнистых формаций
Контуры распространения формаций: *1* – позднемеловых, *2* – палеогеновых; *3* – опорные разрезы

ной обстановки, от положения разрезов в теле формации, от геотектонической позиции каждого разреза определяют пестроту или, напротив, единообразие латерального ряда подформаций. Так, нижнепалеогеновое формационное тело в пределах Пензенской, Ульяновской и Куйбышевской областей включает мощные линзы диатомитов (диатомитовая подформация), а в Нижнем Поволжье и бассейне среднего течения Дона сложено в основном обломочными породами (терригенная подформация). Диатомитовая подформация появляется также в Примугоджарье (рис. 2, 3).

Приуроченность типа подформации к тем или иным регионам (глауконитово-кремнисто-песчаная, глауконитово-кремнисто-меловая и т.п.) контролируется тектоническими и палеогеографическими факторами. Так, в северном участке профиля (см. рис. 2) сантон-маастрихтская формация разделена жигулевским валом на меловую и терригенную подформации. В наиболее поднятых участках южной части Воронежского массива (см. рис. 3) также выделяется глауконитово-кремнисто-терригенная подформация верхнего мела (сантон-маастрихт), в то время как западнее, в более погруженных зонах, она сменяется глауконитово-кремнисто-меловой подформацией.

Естественными латеральными границами формаций являются поднятые участки платформы и горные сооружения, оконтуривавшие эпиконтинентальные морские бассейны позднего мела – палеогена. В областях смыкания эпиконтинентальных бассейнов с краевыми морями Тетиса контакт глауконитово-кремнистой формации с другими формациями осуществляется через некоторую широкую зону перехода, в которой происходит плавное утрачивание одних признаков и накопление других. Так, при движении из бассейна Эмбы на юг, в область Северного Приаралья, в палеогеновых отложениях постепенно исчезают кремнистые породы и собственно глауконитовые пески, хотя заражен-

Таблица 1

Изученные разрезы

Номер на рис. 1	Местоположение	Образец	Возраст
1	Пос. Селявны, правый берег Дона	1/70 – 9/70	K_2 cm–t
2	Карьер Копанище, р. Тихая Сосна	10/70 – 39/70	K_2 t
3	Карьер Кортояк (Дон)	40/70 – 52/70	K_2 t–cn
4	Хут. Сергеевский (район Белогорье)	53/70 – 69/70	K_2 t–P_{1-2}
5	Мамон (Дон)	70/70 – 95/70	K_2 t –P_{1-2}
6	Ст. Базковская (Дон)	96/70 – 132/70	K_2 cp–P_{1-2}
7	Хут. Крутовский (Дон)	133/70 – 177/70	K_2 t–cp – P_{1-2}
8	Пролейка (Волга)	178/70 – 208/70	P_{1-2}
9	Воднобуерачное (Волга)	209/70 – 243/70	K_2 t–m – P_1
10	Воскресенское (Волга)	244/70 – 269/70	K_2 cp – P_1
11	Общий Сырт, гора Ичка	270/70 – 282/70	P_1
12	Киргизское (Эмба)	284/70 – 317/70	P_{1-2}
13	Кундузды-сай (Эмба)	318/70 – 325/70	P_2
14	Кок-Су (Эмба)	326/70 – 343/70	P_2
15	Р. Аулиа (Эмба)	344/70 – 352/70 a/70 – e/70, 1/67	P_2
16	Р. Тык-Бутак (Примугоджарье)	353/70 – 375/70	P_{1-2}
17	Дядьково (Брянская обл.)	1/72 – 5/72	K_2 t–cn
18	Фокино (Брянская обл.)	6/72 – 42/72	K_2 cm–cn
19	Зикеево (Калужская обл.)	43/72–60/72	K_2 t–cn
20	Скв. LVII (Калининградская обл.)	69/72 – 140/72	K_2 cm – P_2
21	Малорита (Брестская обл.)	112/73 – 116/73	K_2 st
22	Гродно	153/72 – 192/72 117/73 – 128/73	K_2 cp–m, P_2
23	Кременец	193/72 – 205/72	K_2 t
24	Пос. Гринчук (Днестр)	206/72 – 229/72 1/73 – 10/73	K_1 al – K_2 cm
25	Лука-Врублевецкая (Днестр)	11/73 – 17/73	K_1 al – K_2 cm
26	Комарово (Днестр)	18/73 – 32/73	K_1 al – K_2 cm
27	Лоевцы (Днестр)	33/73 – 37/73	K_2 cm
28	Васильевка (Днестр)	38/73 – 48/73	K_2 cm
29	Нагоряны (Днестр)		K_2 cm
30	Район Серебрия, правый берег Днестра	263/72 – 277/72 50/73 – 61/73	K_1 al – K_2 cm
31	Могилев-Подольский	230/72 – 250/72 62/73 – 67/73	K_2 cm
32	Канев	278/72 – 291/72	P_2
33	Ходров (Днепр)	67/73 – 74/73	P_2
34	Григоровка (Днепр)	75/73 – 87/73	P_2
35	Р. Горынь, район г. Ровно	88/73 – 90/73	K_2 t
36	Здолбунов (Ровенская обл.)	92/73 – 107/73	K_2 t

Таблица 1 (окончание)

Номер на рис. 1	Местоположение	Образец	Возраст
37	Вишневая гора (Ровенская обл.)	109/73 – 111/73	K_2t
38	Артемовск	292/72 – 305/72	P_2
39	Великий Бурлук	331/72 – 336/72	P_2
40	Сенгилей	1/75 – 29/75 177/75 – 181–75	$K_2st–m – P_1$
41	Ташлы (Ульяновская обл.)	30/75 – 36/75	P_1
42	Скугареевка (Ульяновская обл.)	168/75 – 171/75	P_1
43	Кучуры (Ульяновская обл.)	172/75 – 176/75	P_1
44	Ясашная Ташла (Ульяновская обл.)	37/75 – 42/75	P_1
45, 46	Балашейка (Куйбышевская обл.)	43/75 – 55/75	P_1
47	Сухановка (район Кузнецка)	56/75 – 61/75	P_2
48	Татарский Канадей (Ульяновская обл.)	63/75 – 70/75	P_1
49	Рызлей (Ульяновская обл.)	71/75 – 89/75	P_1
50	Киселевка (Ульяновская обл.)	90/75 – 103–75	P_1
51	Инза	104/75 – 114/75	P_1
52	Палатово (Ульяновская обл.)	115/75 – 129/75	P_1
53	Коржевка (Пензенская обл.)	130/75 – 161/75	P_1
54	Николаевка (Куйбышевская обл.)	162/75 – 167/75	P_1
55	Хут. Бесплемянный (р. Хопер)	1/78 – 9/78 19/78 – 31/78	$K_2cm–st, P_1$
56	Штольня Исновой (р. Хопер)	10/78 – 17/78	P_1
57	Хут. Акуловский (р. Хопер)	32/78 – 36/78	P_1
58	Верхний Бык (Воронежская обл.)	37/78 – 40/78	P_1
59	Скв. ВНИГНИ-59		$K_2–P_2$
60	Скв. Новоузенская (Саратовская обл.)		$K_2–P_2$
61	Скв. Эльтонская (Волгоградская обл.)		$K_2–P_2$

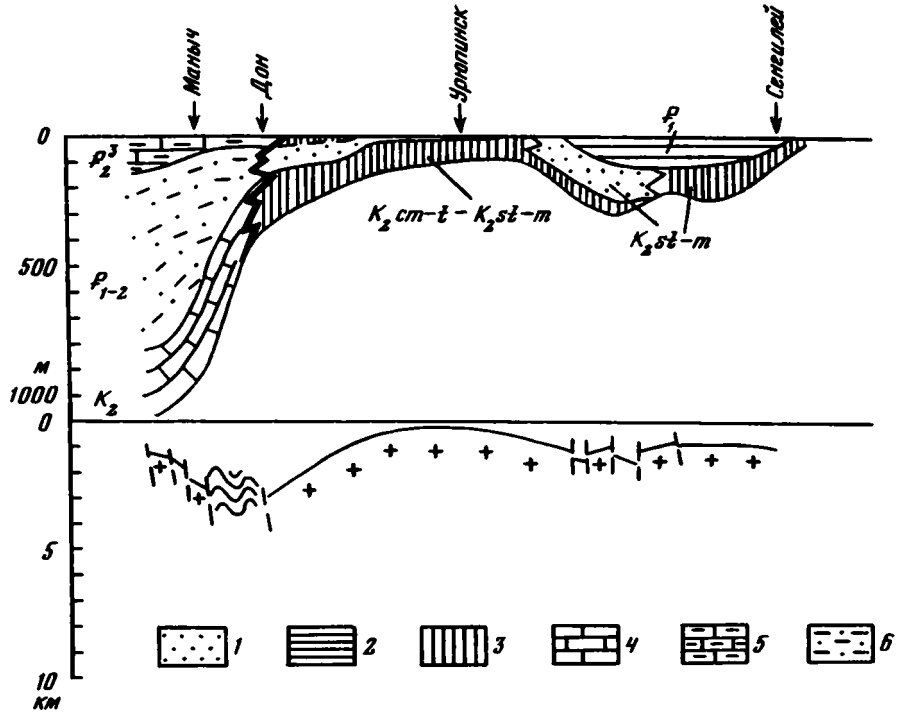


Рис. 2. Профиль по линии Сенгилей–Дон

Подформации глауконитово-кремнистых формаций: *1* – терригенная, *2* – диатомитовая, *3* – меловая (мергельная); формации прогибов: *4* – карбонатная, *5* – терригенно-карбонатная, *6* – терригенная. Под линией профиля показано положение фундамента

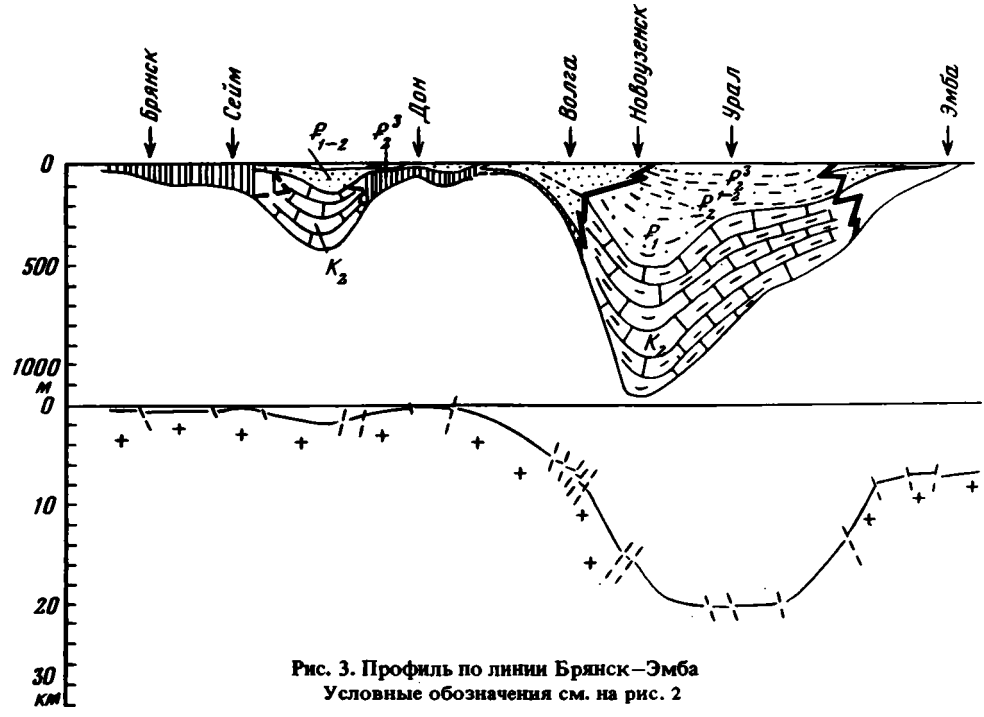


Рис. 3. Профиль по линии Брянск–Эмба

Условные обозначения см. на рис. 2

Таблица 2

Схема стратиграфического расчленения палеогена

Отдел	Подотдел	Днепрово-Донецкая впадина		Средний Дон		Нижнее Поволжье		Среднее Поволжье		Русская плита	
		В.П. Семенов [1965]	У.Г. Дистанов и др. [1973]	Г.П. Леонов [1957]	В.П. Семенов [1965]	Г.П. Леонов [1956]	У.Г. Дистанов и др. [1973]	Г.П. Леонов [1956]	У.Г. Дистанов и др. [1973]	Г.П. Леонов [1957]	В.П. Семенов [1965]
Эоцен	Верхний	Касьяновская свита	Киевская свита: Бугский горизонт	Киевские слои	Касьяновская свита	Сталинградская свита: Елшанские слои	Балыклейские слои	Петровские слои	Нет	Киевский горизонт	Харьковский горизонт; Касьяновские слои
		Тишкинская свита	Днепровский горизонт		Тишкинская свита		Аксайские слои	Вершаутские слои			Киевский горизонт: Тишкинские слои
		Сергеевская свита	Фосфоритовый горизонт		Сергеевская свита		Елшанские слои				Сергеевские слои
	Средний	Висловская свита	Бучакская свита: Трактемировский горизонт	Чирские слои	Богучарская серия: Осиновская свита	Мечеткинские слои	Мечеткинская свита	Хватовские слои	Петровские слои	Сталинградский комплекс	Бучакский горизонт: Осиновские слои
			Костянецкий горизонт	Осиновские слои	Хрипуновская свита				Вершаутские слои		Хрипуновские слои
	Нижний	Картамышевская свита	Каневская свита	Суровиковские слои	Шептуховская свита	Царицынская свита	Котловские слои	Аткарская свита	Царицынская свита	Каневский комплекс: Верхнецарицынский горизонт	Каневский горизонт: Шептуховские слои
				Вешенские слои						Нижнецарицынский горизонт	
		Обоянская свита	Лебединская свита	Бузиновские слои	Донская серия: Суровиковская свита	Пролейская свита	Татаркинские слои	Кузнецкая свита		Пролейский горизонт	Суровиковские слои
Палеоцен	Верхний	Вешенская свита	Лузановская свита	Нет	Вешенская свита	Камышинская свита	Камышинская свита: Пролейские слои	Саратовская свита	Камышинская свита: Пролейские слои	Камышинский комплекс	Сумский горизонт: Вешенские слои
					Бузиновская свита						Бузиновские слои
					Кумовская свита		Верхние саратовские слои		Саратовские слои		Камышинские слои
	Нижний		Сумская свита	Тацинские слои	Перерыв Хоперский горизонт (кора выветривания)	Сызранская свита	Сызранская свита: Нижние саратовские слои	Сызранская свита	Сызранская свита	Сызранский горизонт	Сызранский горизонт: Антиповские слои
							Верхнесызранские слои				
						Березовские слои	Нижнесызранские слои	Слои Белогродни		Березовский горизонт	Щербаковские слои
											Березовские слои

ность глауконитом остается высокой и в Северном Приаралье. Наряду с этим возрастает доля алевролитов, мергелей, карбонатных глин [Яншин, 1953].

Распространение меловых и палеогеновых глауконитово-кремнистых формаций на юге ограничивается широтной зоной, примерно совпадающей с валом Карпинского. Южнее этой зоны в разрезах Предкавказья начинают доминировать известняки.

Распространение глауконитово-кремнистых формаций в западном направлении прослеживается через Польско-Литовскую синеклизу, Северную Германию в пределы Парижского бассейна и Южной Англии [Жинью, 1952; Атлас..., 1961; Сеньковский, 1977].

Глауконитово-кремнистые формации образованы набором пород, включающим важные неметаллические полезные ископаемые, широко используемые в различных отраслях народного хозяйства. К ним относятся писчий мел, опоки, трепелы, диатомиты, глауконитовые пески, стекольные кварцевые пески, фосфориты, кварцитовидные песчаники. Уже это краткое перечисление показывает важное значение полезных ископаемых, связанных с глауконитово-кремнистой формацией.

Представление о формации, ее генезисе, закономерностях развития невозможно получить без ясного представления о генезисе слагающих ее пород. Останавливаясь на основных положениях формационного анализа, П.П.Тимофеев [1970] подчеркивал важность познания генезиса пород, считая, что только таким путем можно выявить закономерности строения формаций. Однако, несмотря на хорошую геологическую изученность верхних этажей осадочного чехла Русской платформы, значительная часть пород, слагающих глауконитово-кремнистую формацию, до настоящего времени относится к породам спорного генезиса. Так, для опок предложены четыре, для трепелов три концепции их образования, взаимно исключающие друг друга. Нет единой точки зрения на генезис глауконитовых песков, кремней и фосфоритов.

Сосредоточение в едином формационном типе столь большого числа пород неясного генезиса заставило рассмотреть весь набор пород, слагающих формационные тела, в плане анализа парагенезов пород, а к генезису пород подойти с позиций парагенетического анализа минеральных ассоциаций. Это позволило обратить главное внимание на закономерности сонахождения пород, связанные с закономерностями смены геологических условий во времени, а также рассматривать всю совокупность минералов, слагающих те или иные породы, т.е. все минеральные парагенезы конкретных пород, равно как и весь минеральный парагенез формации, как совокупность минералов, возникновение которых связано с причинами высокого ранга, т.е. с причинами, ответственными за появление формации в целом. И.В.Хворова [1963] указывает три главных фактора, совокупное влияние которых приводит к образованию конкретных формаций: исходное вещество, физико-географические условия накопления осадков и тектонику. Но проявление этих факторов закрепляется в конечном итоге в последовательно возникающих парагенезах пород. Таким образом, на настоящем этапе исследования глауконитово-кремнистых формаций метод парагенетического анализа представляется нам решающим.

В результате рассмотрения парагенезов пород и минеральных парагенезов изученных нами глауконитово-кремнистых формаций сделан вывод об образовании рассматриваемого формационного типа в условиях, резко отличных от современных, в условиях периодической экстремальной активизации платформенного вулканизма и связанной с этим активизацией гидротермально-осадочного и эксгаляционно-осадочного процессов.

Определение глауконитово-кремнистых формаций

Н.С.Шатский [1960] дал краткое определение формаций как "естественных комплексов горных пород, отдельные члены которых парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной, стратиграфической последовательности". Это определение, хотя и является кратким, тем не менее отражает главную идею выделения формаций. В соответствии с этим определением формация рассматривается как геологическое тело, ограниченное не по тому или иному формальному признаку, а представляющее закономерно построенное сочетание пород. При этом усло-

вия, ответственные за появление тех или иных типов пород, образующих формацию, являются условиями "низшего"ранга, в то время как условия "высшего" ранга определяют появление конкретной породной ассоциации во всей совокупности.

Пространственное и временное ограничение формаций – важный вопрос. Давая развернутое определение формаций, Н.П.Херасков [1952] писал: "От смежных формаций данную формацию отделяет часто некоторый скачок, свидетельствующий о качественном изменении условий образования; это вызывает относительно резкие верхние и нижние границы слоистых формаций, а иногда даже перерывы, но перерывы и вообще резкие границы могут быть и внутри формаций и далеко не всегда встречаются на границах формаций". Таким образом, на латеральном и стратиграфическом продолжении формации может присутствовать новое геологическое тело – новая формация, отделенная от первой резкими границами или связанная с ней плавным переходом и образованная также закономерно построенным набором пород, но уже не включающим главного признака, положенного в основу при выделении рассматриваемой формации. Если же условия "высшего" порядка, ответственные за появление всего закономерного набора пород, действовали и в прилегающих регионах, то и на латеральном продолжении данной формации, в иных конкретных обстановках, будут формироваться породы, отражающие некую главную закономерность (может быть, глобального порядка). В этом случае возможно формирование как новых формаций, латерально продолжающих первую, так и формационных рядов, объединяемых в надформацию.

Сочетания родственных формаций Н.С.Шатский [1954] предложил называть формационными рядами. В качестве примера формационных рядов он привел ряды глауконитовых формаций: (терригенная) терригенно-глауконитовая → глауконитово-меловая; (терригенная) терригенно-глауконитовая → опоково-глауконитовая. Н.С.Шатский отмечал, что в ряде случаев известны сочетания терригенно-глауконитовой, глауконитово-меловой и опоково-глауконитовой формаций. В рядах, рассмотренных Н.С.Шатским, терригенная формация указывается в скобках, поскольку эта формация в любом ряду занимает вполне определенное положение и представлена прибрежными фациями каждого ряда. Столь дробное разделение формаций вряд ли целесообразно, поскольку выделение узкой полосы прибрежных песчаных фаций в самостоятельную формацию заставляет игнорировать те главные условия (условия высшего ранга), которые и определили появление ряда глауконитовых формаций. Песчаные породы прибрежных фаций, даже если они и не содержат в своем составе глауконита, органически включаются в геологическое тело глауконитовой формации, и для выделения этих фаций в самостоятельную формацию имеется столько же оснований, как и для выделения писчего мела в самостоятельную меловую формацию, диатомитов – в диатомитовую и т.п.

Рассмотрение совокупности пород, образующих глауконитовые формации, позволяет обнаружить и еще один признак, характерный для всех рядов глауконитовых формаций. Этим признаком является кремнистость, проявляющаяся как в формировании специфических кремнистых пород (опоки, трепелы), так и в существенном участии свободного кремнезема в цементации песчаных пород, в появлении кремневых стяжений внутри толщ мергелей, писчего мела и, наконец, в широком окремнении органических остатков, включенных в песчано-алевритовые породы формации. Наличие второго признака тем более показательно, что при рассмотрении стратиграфических аналогов глауконитовых формаций за пределами эпиконтинентальных морских бассейнов (где они были выделены) мы можем и не находить глауконита и глауконитовых пород (главного определяющего признака глауконитовых формаций), но повышенную кремнистость обнаруживаем в отложениях, синхронных глауконитовым формациям Н.С.Шатского [1954], и в иных геоструктурных зонах. Таким образом, участие свободного кремнезема в формировании пород является отражением условий самого высокого (может быть, глобального) порядка, которые сказывались на образовании тел глауконитовых формаций в геоструктурных зонах, разрешающих их появление, и на образовании других формаций и формационных рядов в существенно иных секторах Земли (геосинклинали, океанические впадины). Наличие этого признака позволяет выделять не глауконити-

товые ряды формаций и не глауконитовый формационный тип, а глауконитово-кремнистые ряды формаций.

В этом случае формационное тело, в котором та или иная ассоциация пород получает преимущественное развитие (например, писчий мел), может быть названо подформацией (например, глауконитово-кремнисто-меловая подформация), а латеральное сочетание формационных тел, каждое из которых отличается от другого лишь в деталях, – глауконитово-кремнистым формационным рядом. Тогда вся сумма глауконитово-кремнистых формаций в пределах Русской платформы может быть объединена в надформацию.

Литологическая характеристика формаций (парагенезы пород)

Под парагенезом пород в настоящей работе понимается их естественное повторяющееся сонахождение в теле геологической формации, связанное с закономерным сосуществованием причин и факторов, ответственных за возникновение всей парагенетической ассоциации пород. Отождествление термина "парагенез" с понятием "сонахождение" часто вызывает возражения, поскольку в буквальном смысле слово "парагенез" означает "совместное рождение", сонахождение же пород может быть связано не только с едиными причинами их "рождения", но и с наложением по плоскостям размыва и т.п. В частности, и в теле рассматриваемой формации сонахождение песков и писчего мела, диатомитов и бентонитов и т.д., хотя и является закономерным, тем не менее не связано с единством их генезиса. И все же весь рассматриваемый набор пород, образующих глауконитово-кремнистую формацию, может быть включен в понятие "парагенез", поскольку само определение формации предусматривает не только закономерное сосуществование пород, ее образующих, но и закономерное сосуществование условий, ответственных за образование формации в целом. Использование понятия "парагенез пород" является составной частью методического подхода к изучению формации и позволяет переходить от изучения отдельных ее представителей (пород) к рассмотрению причин более высокого порядка, причин, с которыми связано появление данной формации на определенном этапе геологического развития Земли.

В разрезе глауконитово-кремнистой формации отмечаются определенные закономерности распределения типов пород, сменяющих друг друга как в плане, так и по вертикали [Бушинский, 1954; Шатский, 1954, 1960; Дистанов и др., 1970]. Однако общие тенденции размещения пород, песчаных накоплений вблизи береговой линии или в основании циклов, сосредоточение кокколитовых илов (писчего мела) в центральных частях бассейна, тяготение опок к зоне сублиторали и прибрежной части шельфа, непосредственно за песчаными пляжевыми фациями и т.п., осложняются рядом обстоятельств. При общей отчетливой тенденции циклического строения разрезов в основании циклов могут располагаться самые различные породы. Над плоскостями внутриформационных перерывов могут появляться глауконитовые песчаники, опоки, кварцевые пески, фосфориты. Различные типы песчаных накоплений, как, например, кварцевые пески и глауконитовые пески, могут либо плавно сменять друг друга, либо оказываются разобщенными в вертикальном разрезе цикла. Наконец, и сами циклы чаще бывают выражены не полным набором пород, а лишь частью набора с выпадением одних членов цикла и гипертрофированным развитием других. Верхи циклов часто бывают срезанными перекрывающими отложениями. Наряду с этим вертикальная смена одних пород другими происходит либо плавно, и тогда можно говорить о "преемственности" литотипов, сменяющих друг друга, либо по резким границам. В последнем случае совсем не обязательны размыв или перерыв в осадконакоплении. Именно такие четкие границы чаще всего, но не всегда наблюдаются между биогенными и абиогенными породами.

Закономерное сонахождение или закономерные смены пород как родственных, так и не родственных по генезису предопределяют сосуществование в породах формации набора минералов и породообразующих фрагментов различной генетической природы.

Минеральные парагенезы

Рассмотрение минеральных ассоциаций и парагенезов является не только составной частью анализа формации, но и важнейшим методом ее исследований [Коссовская, 1971; Шутов, 1975]. Именно через расшифровку и понимание минерального парагенеза можно подойти к генетической интерпретации геологических явлений, обусловивших возникновение осадков, пород и их парагенезов.

Требования к термину "парагенез минералов", точно так же как и к термину "парагенез пород", обусловливаются не правилами грамматически точного перевода слова "парагенез". Наблюдающиеся в осадочных породах закономерно сосуществующие наборы минералов могут быть и не связаны с единой генетической природой, а вызваны причинами более высокого порядка, например закономерно сосуществующими в период образования формации двумя, тремя или более действующими факторами, каждый из которых независимо, но вместе с другими определяет рождение и участие "своих" минералов в суммарном минеральном наборе конкретной породы. Именно поэтому закономерно возникающий минеральный набор, даже если представляющие его минералы имеют различную генетическую природу, мы включаем в минеральный парагенез, а метод исследования минеральных парагенезов становится методом познания генезиса пород и их ассоциаций.

При рассмотрении более узких совокупностей минералов, характерных лишь для близких по генезису пород (например, мел – мергели или опоки – кремнистые глины), в работе употребляется термин "обособленный минеральный парагенез". Наконец, минеральные ассоциации, объединяющие только терригенные компоненты или только аутигенные минералы той или иной породы (например, в опоках), именуются "частными минеральными парагенезами".

Несколько более сложны для расшифровки парагенезы аутигенных минералов. При их интерпретации требуется доказательство синхронности образования соответствующих минеральных наборов. Но появление аутигенного, раннедиагенетического барита в глауконитовых песках или опоках или массовое появление цеолитов в кварцевых песках неизбежно заставляют ставить вопрос о наложении и влиянии каких-то "необычных" факторов на фоновый процесс постседиментационных изменений или об исходно "нестандартном" составе осадка.

Поскольку выделение формации связано с появлением и развитием в ней специфических пород, генезис которых остается дискуссионным (опоки, трепелы, кремни, глауконитовые пески), условимся продукты терригенной (и биогенной) седиментации называть фоновыми, а рассмотрение каждого из типов пород, равно как и формирование его минерального парагенеза, производить в сравнении с "фоновой" терригенной седиментацией. Это особенно важно при сравнении темпа осадконакопления, поскольку фоновое (терригенное) осадконакопление может доминировать, но на отдельных этапах образования формации может быть и подавлено.

Одной из важных задач исследования минеральных парагенезов пород представляется выявление в минеральном наборе минералов–индикаторов. Такими минералами принято называть наиболее характерные образования, свидетельствующие о специфике процессов подготовки исходного состава осадочных пород или минералы, возникающие на стадии постседиментационного изменения пород и характеризующие физико-химические параметры изменения вещества пород. Не меньшую роль могут играть и минералы, возникающие по вполне определенному комплексу исходных метастабильных компонентов. Таким образом, в зависимости от решаемой задачи (исходные породы, процессы, предшествующие седиментации, среда осадкообразования, среда постседиментационного изменения и т.п.) могут быть выбраны и конкретные индикаторы, облегчающие решение поставленной задачи. Наиболее перспективно в этом отношении выделение не единичных минералов–индикаторов, а минеральных ассоциаций (парагенезов), установление которых многократно повышает достоверность сделанных выводов. Так, кристобалит, являющийся продуктом последовательного низкотемпературного изменения

кремнезема в ряду опал–кварц [Flörke, 1967; Mizutani, 1967] и, вместе с тем, возникающий при девитрификации стекол, сам по себе еще не является достаточно достоверным индикатором для реконструкции исходного вещества, но в ассоциации с монтмориллонитом и цеолитами (не являющимися продуктами низкотемпературного видоизменения кремнезема) многократно увеличивает достоверность вывода об исходном веществе породы.

Цеолиты также являются обычными продуктами изменения стекол, но могут возникать и хемогенно, в резко щелочных условиях. Однако возрастание щелочности среды приводит к исчезновению из парагенетической ассоциации монтмориллонита и опала [Сендеров, Хитаров, 1970]. Таким образом, сонахождение (парагенез) новообразованных цеолитов, монтмориллонита, опала и кристобалита позволяет с высокой степенью достоверности исключить какие бы то ни было источники или процессы, кроме процесса низкотемпературного изменения стекол в условиях застойных грунтовых вод.

Особое значение для генетической интерпретации имеют минеральные разновидности, специфика их кристаллохимического строения, изоморфизм и т.д. Если тот или иной минеральный вид может возникать в достаточно широком диапазоне условий, то отдельные конкретные разновидности его, отличающиеся деталями структуры, пределами изоморфного вхождения отдельных элементов и кристаллографическими формами, оказываются свидетелями гораздо более конкретных условий образования данной минеральной разновидности.

Определение парагенетических сообществ минералов, с одной стороны, и парагенезов пород, с другой, позволяет перейти к генетической интерпретации условий формирования формации. Критерии такой интерпретации оказываются тем более надежными, чем большее количество независимых признаков включено в анализ. Если при расшифровке парагенезов пород учитываются их состав, фациальная природа, геологическая позиция, текстурные особенности, то минералы–индикаторы и их парагенезы дополняют характеристику пород данными о составе слагающего их вещества. Суммарный учет перечисленных признаков дает возможность перейти от метода предположительного выбора одного из вероятных условий образования пород к методу исключения и предельно сузить допустимые рамки выбора параметров, требующих расшифровки.

ПАРАГЕНЕЗЫ ПОРОД

В теле глауконитово-кремнистой формации широко распространен специфический набор пород, включающий пески, песчаники, алевролиты, глины, разнообразные силициты, писчий мел, фосфориты. Несмотря на столь большую полноту и емкость приведенного списка, можно с полным основанием говорить именно о специфике набора пород, поскольку внутри каждого из перечисленных классов пород правом занять место в рассматриваемой формации пользуются далеко не все их представители. В группе песчаных пород абсолютно доминируют кварцевые или глауконитово-кварцевые пески и песчаники и гораздо реже встречаются олигомиктово-кварцевые породы (рис. 4). Отсутствуют в формации граувакковые и аркозовые образования.

Среди глинистых пород абсолютно доминируют монтмориллонитовые глины. В меньшем количестве встречаются гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины или глинистые породы (монтмориллонитовые или гидрослюдисто-монтмориллонитовые) с существенной (породообразующей) добавкой дисперсных минералов свободного кремнезема.

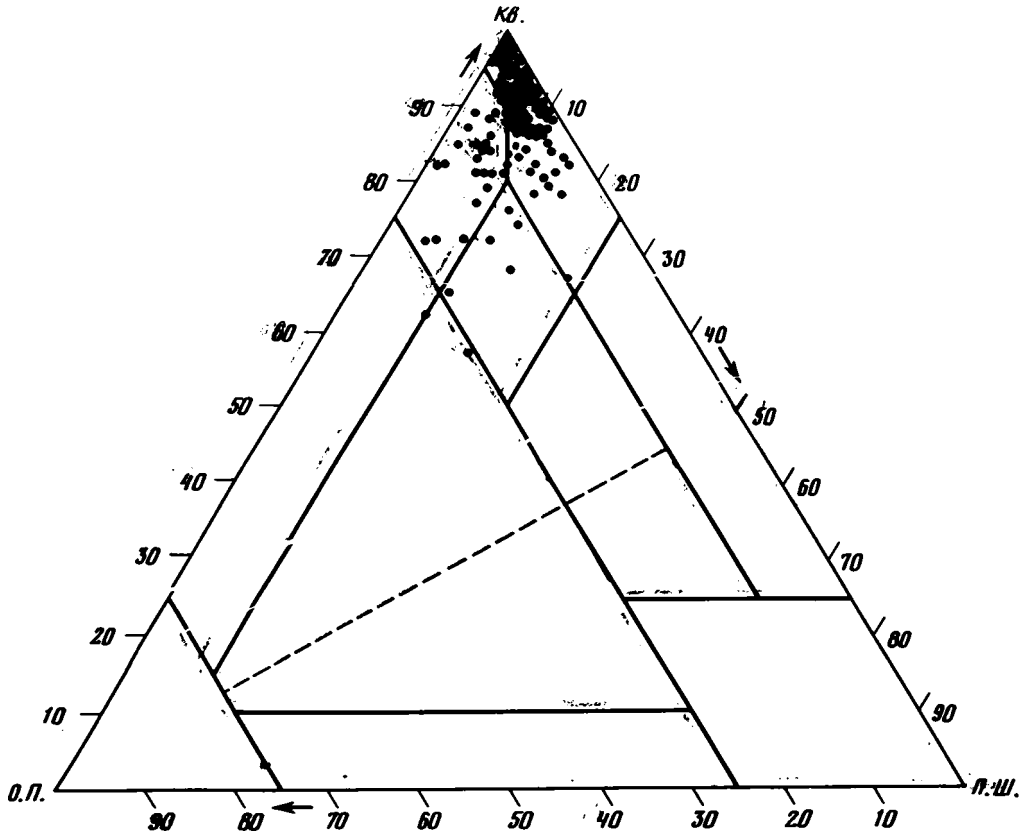


Рис. 4. Диаграмма состава песчаных пород глауконитово-кремнистых формаций

Эта группа глинистых пород, объединенная под общим названием "кремнистые глины" (иногда – опоковидные глины), имеет различную генетическую природу и будет специально рассмотрена ниже.

Ведущую роль в определении названия формации играют кремнистые породы, включающие широкую гамму таких образований, как опоки, трепелы, диатомиты, спонголиты (спикулиты), пластовые или желваковые кремни.

Весьма широко в наборе пород формации распространены писчий мел и мелоподобные мергели. Этот тип карбонатных пород, генетически прямо не связанный ни с песчаными (обломочными) породами, ни с силицитами, тем не менее постоянно присутствует как в вертикальном, так и в латеральном рядах сонахождения и включается в парагенез пород, слагающих глауконитово-кремнистую формацию.

Точно так же обязательным членом набора пород рассматриваемой формации являются желваковые и пластовые платформенные фосфориты, ассоциирующие практически со всеми другими типами пород (песчаники, глауконитовые пески, силициты, мел).

МЕТОДЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ТИПОВ ПОРОД

При предварительном полевом определении и описании пород весьма важную роль играют два обстоятельства. Первое связано с естественной ассоциацией пород и второе – с детальным изучением их текстурных особенностей. Естественная ассоциация (парагенез) оказывается ведущим критерием при полевом определении трепелов и диатомитов. Внешне весьма похожие эти разности силицитовых пород могут быть однозначно диагностированы лишь после микроскопического изучения, но уже при полевом описании естественное, органическое включение желваковых кремней, наличие плавных переходов в опоковидные уплотненные разновидности позволяют относить изучаемые породы к трепелам, а не к диатомитам. Во всех наблюдавшихся нами случаях указанные признаки оказывались ведущими и лабораторное исследование пород не изменяло полевых определений. Точно так же развитие приконтактного окремнения, появление трепеловидных порошковых кремнистых заполнений в трещинах и пустотах в ассоциации с линзовидными или пластовыми телами тонколистоватых глин позволяют с весьма высокой точностью относить эти глины к бентонитам. Глинистые прослои или даже выдержанные слои, включенные в пачки опоково-трепельных ритмитов, всегда оказываются только бентонитами. К бентонитам относятся и редко встречающиеся линзы глин в меловых толщах. В свою очередь, глинистые пачки, ассоциирующие с диатомитами, резко обогащены каолинитом и иногда представлены почти мономинеральными каолиновыми глинами.

Перечисленные признаки, использованные нами при полевых исследованиях, органически связаны с закономерностями образования парагенезов пород, а выдержанность этих признаков и их повсеместность оказываются столь постоянными, что позволяют использовать естественные парагенетические ассоциации пород при генетической интерпретации геологических данных.

Не меньшее значение при полевых исследованиях имеет и детальное изучение текстур пород. Помимо многочисленных текстурных признаков, прекрасно изученных Л.И.Ботвинкиной [1962, 1974] или приведенных в известной монографии Р.Шрока [1950], при описании пород глауконитово-кремнистой формации пришлось столкнуться с широким распространением специфических текстурных признаков, не способных возникнуть при сколько-нибудь длительном взаимодействии транспортирующей среды с переносимыми частицами различной размерности. Подобное длительное взаимодействие неизбежно приводит к сортировке и равномерному либо дискретному, но закономерному распределению элементов рисовки текстур в теле слоя (пласта).

В самых различных породах глауконитово-кремнистой формации распространены текстуры, названные нами "текстурами одноактного формирования". В ряде случаев они включают в себя элементы и признаки, характерные для оползневых брекчий. Общим для таких текстур является сонахождение в едином теле (слое, пласте, линзе) бло-

ков, струй или других сложно и прихотливо построенных фрагментов, сложенных частицами существенно различной дисперсности. Весьма показательно присутствие разрозненных, фрагментарных блоков хорошо отсортированных песков в теле пласта тонкодисперсных, листоватых глин, песчаных гнезд в теле гомогенных опок или рваных фрагментов однородных опок в песчаниках.

Своеобразные текстуры наблюдаются в теле писчего мела, контактирующего с желваковыми кремнями. При рассмотрении синхронно образованной массы таких желваков на единой плоскости удается обнаружить однонаправленное скучивание и гофрировку слоя вмещавшего их карбонатного кокколитового ила.

Не меньший интерес представляют также своеобразные текстуры течения ила (достаточно густой суспензии) на некоторых интервалах разрезов диатомитовых пластов. В этих случаях тонкая ленточная слоистость уступает место довольно грубой (несколько миллиметров) горизонтальной субпараллельной слоистости, образованной как бы резко растянутыми каплями. Каждая такая резко вытянутая капля оказывается ориентированной и состоящей из изометричной "головки", сложенной отличающимся по дисперсности материалом, и шнурообразного тела (до 5–6 см длины при толщине 2–3 мм). В шнурообразном теле группируются более крупные фрагменты диатомей, в то время как в "головке" сосредоточен более тонкий пылевидный материал. Участки пластов диатомитов, обладающих подобными текстурами, характеризуются всегда однонаправленным расположением "головки". Именно к таким участкам (зонам) в теле диатомитовых пластов приурочены включения гнезд глауконитовых песков, образующих иногда достаточно крупные скопления глауконита (до 8–10 см).

Текстуры одноактного формирования столь широко распространены в породах глауконитово-кремнистой формации, что могут рассматриваться в качестве одного из характерных ее признаков.

Лабораторная часть исследований распадается на ряд операций, каждая из которых требует применения специальных методов. Первая и главная часть работ, связанная с изучением шлифов, в подавляющем числе случаев позволяет устанавливать точное петрографическое определение породы. Этого уже почти достаточно для предварительной оценки набора пород, их ассоциаций и парагенезов. Однако изучение минеральных парагенезов требует дробного рассмотрения всех составляющих породы элементов. Поэтому петрографическое изучение шлифов сопровождалось во всех случаях определением комплекса методов диспергации (с обязательным сохранением нужных для детальных исследований компонентов) и методов последующей сепарации минералов. Информация, полученная при исследовании шлифов, оказывается практически достаточной для выбора методов измельчения, методов селективного растворения цемента, выбора пределов размерных фракций, на которые необходимо разделить составные элементы пород, и, наконец, для выбора методов сепарации чистых минералов и минеральных фрагментов.

Присутствие в породах в большом числе случаев панцирей диатомей, глобулярных частиц опала, кристалликов цеолитов, глауконитовых зерен заставило применить дробное отмучивание размерных фракций с выделением их в пределах, мм: $< 0{,}001$; 0,001–0,002; 0,002–0,005; 0,005–0,01; 0,01–0,05; 0,05–0,1; 0,1–0,2; 0,2–0,3; 0,3–0,5; 0,5–1 и > 1.

В последствии фракции $< 0{,}001$ и 0,001–0,002 использовались для изучения глинистых минералов и отчасти цеолитов; фракции 0,002–0,005 и 0,005–0,01 включали главную массу остатков диатомей, глобулярные опаловые зерна, кристаллики цеолитов и отчасти фрагменты спикул. Из фракций крупнее 0,01 извлекались глауконит, некоторые крупнокристаллические аутигенные минералы, крупные агрегаты и биогенные фрагменты (аутигенный барит, агрегаты кристобалита, цеолитов, спикул, коллофан).

Петрографический микроскопический метод использовался также и для установления в пределах шлифа участков, требующих петрографического или минералогического исследования их на ином уровне с применением электронного микроскопа или микрозонда. В этих случаях для предварительного петрографического изучения использова-

лись открытые полированные шлифы, поверхность которых была одновременно пригодна и для изучения с помощью микрозонда [Муравьев, Воронин, 1975].

Присутствие в наборе пород глауконитово-кремнистой формации большого числа тонкодисперсных образований не позволяет производить их петрографического изучения, основываясь лишь на оптических методах. При толщине стандартного петрографического шлифа ~0,03 мм элементы структуры, равные ей или меньшие, чем эта величина, оказываются "недоступными для изучения", т.е. не входят в список определенных и описанных элементов структуры. Даже если пренебречь такой важной по информативности составной частью петрографического анализа, как взаимоотношение составляющих породу компонентов, и обратиться к изучению только самих дисперсных частиц в иммерсионных препаратах, то и тогда оптический метод не позволяет изучать частицы меньше 2–5 мкм. Для обнаружения основных параметров и свойств частицы оптическим методом необходимо, чтобы в ее объеме уложилось некоторое кратное число длин волн световой части спектра (0,4–0,7 мкм). Частица, соизмеримая с длиной волны света (размером около 1 мкм), проявляется при микроскопическом наблюдении лишь как "точка" без каких-либо деталей ее формы, без возможности определить ее цвет, показатель преломления и т.д.

Это неизбежное ограничение оптического метода заставило перейти к исследованию петрографических особенностей дисперсных пород с помощью сканирующего электронного микроскопа. Уже при использовании увеличений X 5000–20000 мы имеем возможность на два порядка увеличить детальность петрографического исследования и применять стандартный петрографический метод к породам, сложенным частицами и фрагментами размером до 0,1 мкм.

Блестящий опыт изучения структур кремнистых пород с помощью электронно-микроскопических реплик продемонстрирован И.В.Хворовой и А.Л.Дмитриком [1972]. Однако сильная расчлененность микрорельефа на сколах опок, трепелов, писчего мела, глин ограничила использование этого вида исследования и заставила обратиться к сканирующему электронному микроскопу.

За последние годы опыт использования растровой электронной микроскопии позволил детально изучить на новом уровне петрографию порцеланитов (опок), кремней, писчего мела, фосфоритов, глин и других пород, детали структуры которых могут быть выявлены лишь на уровне электронной микроскопии. Использование растровой электронной микроскопии привело к появлению нового термина "наннопетрография", т.е. петрография ультрамикроскопических объектов [Jones, Segnit, 1971; Buurman, Plass, 1971; Aubry, 1975, 1976; Flörke et al., 1975; Миртов и др., 1976].

В ряде случаев оказался рациональным комплексный метод, сочетавший параллельное использование на одном объекте сканирующего электронного микроскопа и рентгеновского анализа с предварительным селективным растворением части вещества породы [Муравьев, 1975].

НАБОРЫ ПОРОД В РАЗРЕЗАХ ФОРМАЦИЙ

Соотношение различных пород в изученных разрезах, их сочленение по вертикали и в плане проявляются с неодинаковой степенью наглядности. Особую трудность представляет корреляция палеогеновых разрезов. Конкретные слои, пласты, линзы могут быть прослежены лишь в пределах единого обнажения, а корреляция не только слоев, но и свит в большом числе случаев оказывается спорной. Все это определяет необходимость пользоваться узко местными стратиграфическими подразделениями, правомерность выделения которых не вызывает сомнений при описании стратотипа, но оказывается спорной при перенесении той или иной схемы на другие районы. Наряду с этим выявление соотношения пород как в плане, так и в разрезе имеет первостепенное значение при определении парагенезов пород. Ниже рассмотрены те принципы и приемы, которые были использованы в работе и на которых основано выделение породных ассоциаций или парагенезов пород.

Циклический характер разрезов

При рассмотрении всей совокупности разрезов глауконитово-кремнистой формации обнаруживается четкая тенденция повторяющегося, циклического чередования различных типов пород. Особенно наглядно циклический характер строения разрезов обнаруживается в наиболее полных разрезах мела и палеогена Прикаспийской впадины, в разрезах палеогена Поволжья, в разрезах мела и палеогена Днепрово-Донецкой впадины, где можно проследить ряды циклов, надстраивающих друг друга. Но и в тех случаях, когда в исследуемом районе удается наблюдать лишь неполную (сохранившуюся) часть разреза, представленную одним или частью цикла, последовательность слагающих разрез пород остается закономерной и повторяющейся.

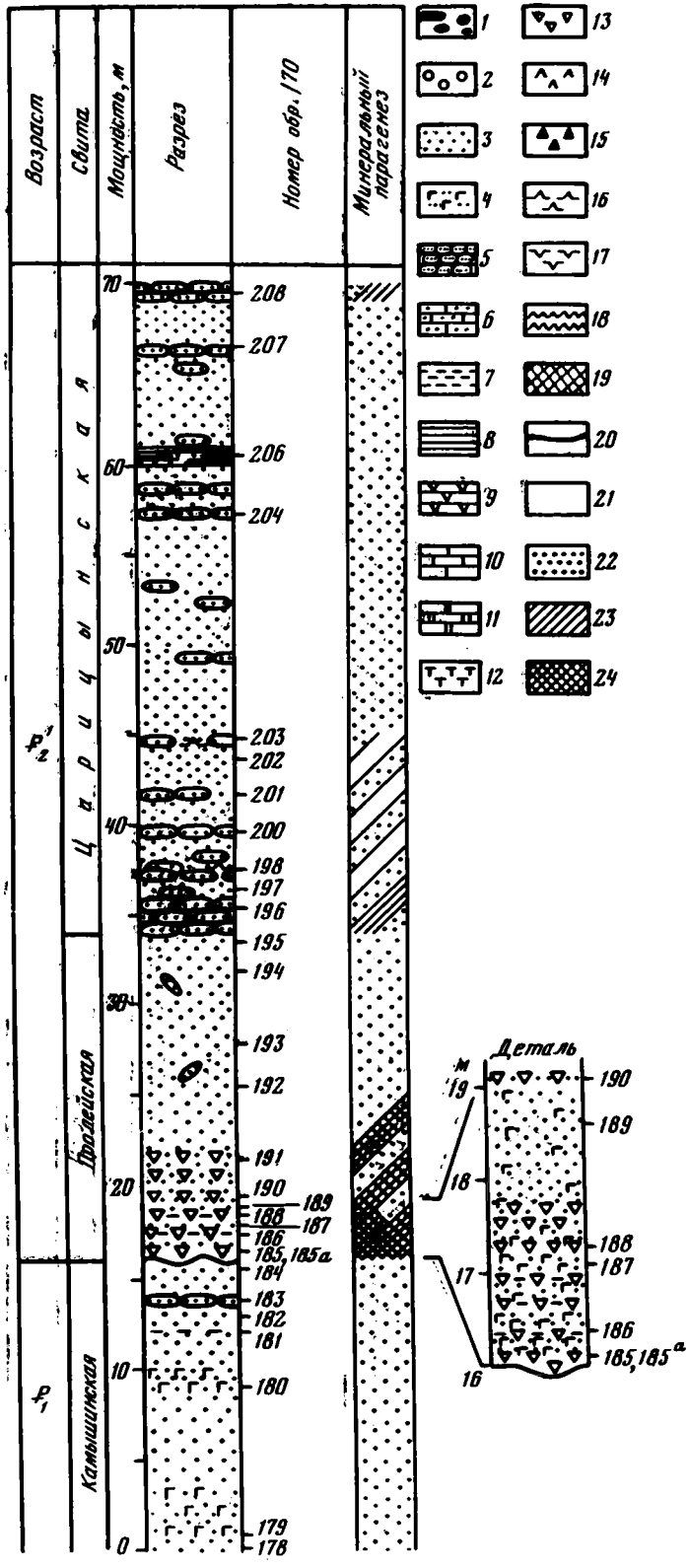
Проблемы, связанные с циклической повторяемостью пород в разрезах, рассмотрены в многочисленных работах. Во избежание путаницы в номенклатуре следует сразу оговориться, что термином "цикл" в настоящей работе обозначается закономерно построенная толща осадочных пород, образованная в результате изменения во времени условий осадконакопления. Масштаб, в котором выделяется "цикл осадочных пород", соответствует "циклу", или "циклотеме" П.Даффа, А.Халлама и Э.Уолтона [1971]. В таком же объеме циклы (циклотемы) понимаются С.Л.Афанасьевым [1974]. Применительно к рассматриваемой формации понятие "цикл глауконитово-кремнистой формации" соответствует полному объему подформации или формации. В частных случаях он соответствует объему свиты (киевская свита) или объединяет несколько свит (например, пролейская и царицынская, каневская и бучакская свиты). В приведенных примерах базальные слои циклов существенно отличаются по составу от слоев, развитых над ними (средние и верхние элементы цикла). Перекрываются же упомянутые циклы отложениями, идентичными их подошвенным слоям. Так, пролейская свита начинается пачкой опок и опоковидных глауконитовых песчаников с фосфоритами и перекрывается пачкой глауконитово-кварцевых песчаников основания царицынской свиты (рис. 5). Однако внутри пролейской свиты нет диатомитов или диатомовых алевролитов, а в основании царицынской свиты нет опок, но есть диатомовые алевролиты, пески и песчаники с перемытыми фрагментами диатомей. При объединении двух свит (пролейской и царицынской) в единый формационный цикл мы можем проследить все типы пород, присущие формации в их нормальной вертикальной последовательности: опоки, глауконитовые песчаники и фосфориты (основание формации); диатомовые алевролиты, пески и песчаники с перемытыми фрагментами диатомей (средняя часть формационного цикла, выраженная в прибрежных фациях); пачка кварцевых песков и песчаников (верхняя часть формационного цикла). Царицынская свита перекрывается глауконитовыми песками с фосфоритами (основание нового цикла).

Каневская свита (в днепровских разрезах) представляет базальную часть цикла, включающую пачку глауконитовых песков и песчаников. Развитие цикла в этом случае выражается в появлении выше глауконитовых песков пачки кварцевых песков и песчаников (бучакская свита). Перекрывается цикл глауконитовыми песками с фосфоритовой галькой (основание киевской свиты).

Вопросы, связанные с номенклатурой, а также касающиеся различного понимания циклов и их объемов, детально рассмотрены в работах Н.Б. Вассоевича, Е.Г.Гладковой [1973], Н.В.Логвиненко [Периодические процессы..., 1976]. Н.В.Логвиненко при описа-

Рис. 5. Разрез палеогеновых отложений района Пролейки (Волга)

1 – фосфориты пластовые, желваковые; *2* – конгломераты, галечники; *3* – пески; *4* – глауконитовые пески; *5* – кварцитовидные песчаники; *6* – песчаники с карбонатным цементом; *7* – алевролиты; *8* – глины; *9* – кремнистые глины; *10* – известняки; *11* – мел; *12* – мергели; *13* – опоки (в том числе кремневидные); *14* – трепелы; *15* – кремни; *16* – диатомиты; *17* – спикуловые породы; *18* – пачки частого чередования опок, трепелов, бентонитов (ритмиты); *19* – железные руды; *20* – поверхности размыва; *21–24* – доминирующие минеральные парагенезы: *21* – биогенный, *22* – кластогенный, *23, 24* – аутигенных минералов (*23* – доминируют минералы, возникшие при изменении геля кремнезема, *24* – доминируют минералы, возникшие при изменении продуктов эксплозивного вулканизма и продуктов гидролиза)


Возраст
Свита
Мощность, м
Разрез
Номер обр. /70
Минеральный парагенез
Ц а р и ц ы н с к а я
Бролейская
Камышинская
P2 1
P1
70
60
50
40
30
20
10
0
208
207
206
204
203
202
201
200
198
197
196
195
194
193
192
191
190
189
188
187
186
185, 185а
184
183
182
181
180
179
178
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
Деталь
м
19
18
17
16
190
189
188
187
186
185, 185а

нии циклов пользуется обязательным добавлением формационной принадлежности циклов (цикл угленосной формации, цикл флишевой формации т.д.), подчеркивая тем самым неоднозначность циклов, выделяемых в различных осадочных сериях.

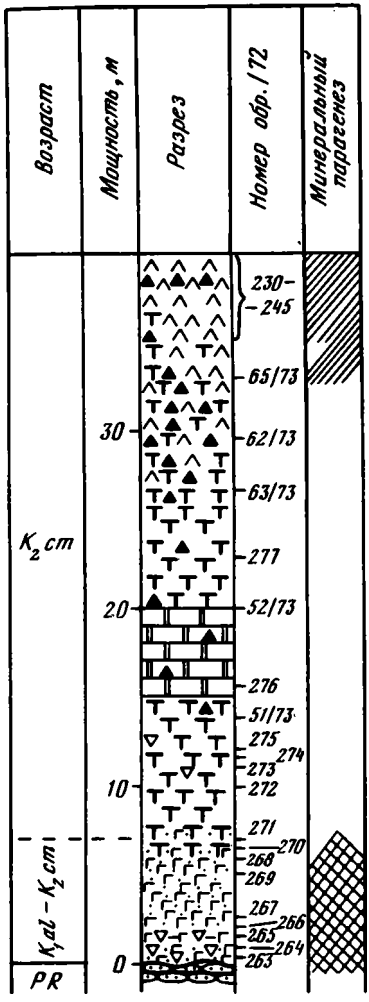
Более детальное рассмотрение этого вопроса выходит за рамки настоящей работы. Анализ же парагенезов пород не может быть проведен без рассмотрения закономерностей смены одних типов пород другими, без выделения пачек пород, в которых доминирует та или иная их разновидность, и, следовательно, требует обратиться к использованию понятия "цикл".

В строении циклов принимают участие наборы пород, слоев, пачек, которые в свою очередь образуют периодические ряды большего или меньшего ранга (циклы низших порядков). Если же рассматривать элементарный непрерывный набор неповторяющихся слоев минимального ранга, то такой набор можно условно выделить в качестве микроцикла. Условность такого определения объясняется в первую очередь неравнозначностью объемов "микроциклов". Так, верхний монолитный песчаный слой пролейской свиты достигает мощности 12 м. В то же время базальная пачка пролейской свиты состоит из 6 микроциклов двучленного строения суммарной мощностью 3 м. Нижние 5 микроциклов, близких по мощности, образуют нижние 1,5 м разреза. Выше располагается еще один микроцикл мощностью также около 1,5 м, построенный принципиально так же, как и каждый микроцикл базальной пачки. В сумме 6 микроциклов составляют нижнюю часть пролейской свиты (см. рис. 5). Средняя часть пролейской свиты состоит из трех также неравнозначных по мощности микроциклов. Нижние два охватывают около 2,5 м разреза, а третий имеет 4 м мощности, хотя построен по тому же принципу, что и два нижних. Верхняя часть пролейской свиты мощностью 12 м представлена одним двучленным микроциклом, образованным 0,5-метровым опоковидным песчаником (основание) и гипертрофированным по мощности слоем кварцевого песка (верхний элемент). Столь сложное соотношение между составляющими свиту минимальными наборами пород ("микроциклами") заставляет пользоваться термином "микроцикл", лишь условно определяя этим понятием минимальный непрерывный набор неповторяющихся типов пород.

Циклический характер разрезов отчетливо прослеживается и в иных фациальных зонах. Так, в разрезах альба–сеномана Приднестровья можно выделить два принципиально одинаково построенных цикла, начинающихся пачками глауконитовых песков, продолжающихся биогенными кремнистыми альб-нижнесеноманскими или карбонатными верхнесеноманскими породами и завершающихся кремнями и трепелами.

Положение важнейших типов пород в разрезе циклов

При определении нормальной последовательности распределения набора пород внутри цикла наиболее рационально проанализировать основания циклов в подошве формации. При этом как бы создается гарантия, что за основание цикла принимается естественный первый тип породы, "начинающий формацию". Среди изученных нами разрезов большое число их расположено в регионах, где такое выделение базальных слоев первого цикла не представляется спорным, поскольку формирование глауконитово-кремнистой формации начинается после более или менее значительного перерыва в осадконакоплении. К подобным разрезам относятся разрезы в Приднестровье, где породы альба–сеномана ложатся на размытую поверхность протерозоя или нижнего палеозоя (рис. 6), разрезы глауконитово-кремнистой формации в пределах Волго-Донского междуречья, где отложения глауконитово-кремнистой формации располагаются на размытых горизонтах мезозоя, а при движении на север– на все более древних породах. Показательны также разрезы верхнего мела центральных районов РСФСР (рис. 7). Во всех случаях толща собственно глауконитово-кремнистой формации начинается глауконитовыми песчаниками и песками с фосфоритами или даже фосфоритовой плитой, сменяющейся глауконитовыми песчаниками с галькой фосфоритов. Фосфоритовая плита или стратифицированные гальки фосфоритов могут повторяться в основании разрезов, образуя два-



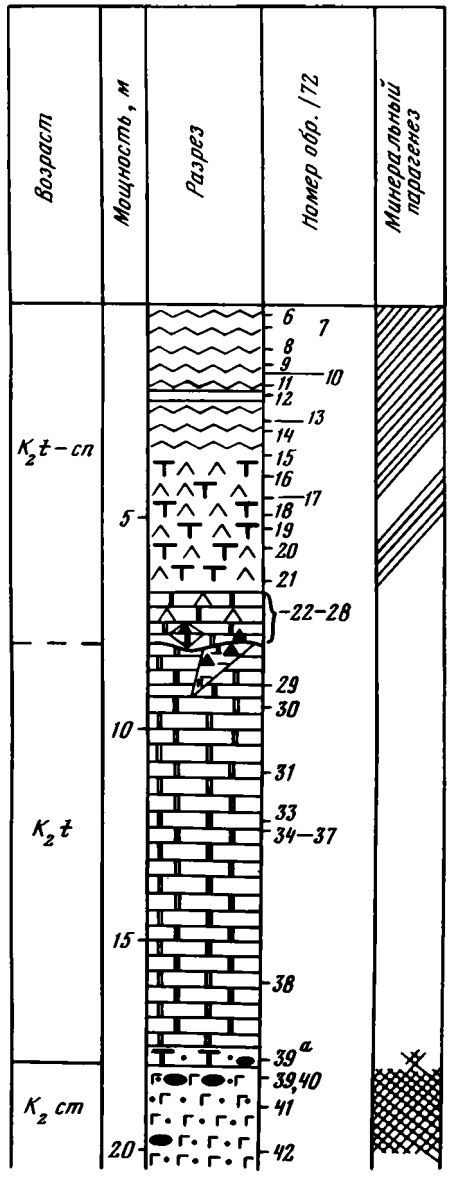


Рис. 6. Разрез альб-сеноманских отложений района Могилев-Подольский
Условные обозначения см. на рис. 5

Рис. 7. Разрез верхнемеловых отложений, вскрытых в карьере Фокино (Брянская область)
Условные обозначения см. на рис. 5

три и более фосфоритовых уровня, тяготеющих к нижней части разреза цикла. Итак, наиболее древними подошвенными слоями позднемеловой глауконитово-кремнистой формации являются фосфориты или глауконитовые пески и песчаники, часто ассоциирующие с фосфоритами. Эта же закономерность отмечается для палеогеновой формации. Так, разрезы Примугоджарья, правобережья Волги и Дона, северного Донбасса, правобережья Днепра (рис. 8–12) всегда начинаются пачками опоковидных глауконитовых песчаников и глауконитовых песков с фосфоритами. Подобная повторяющая-

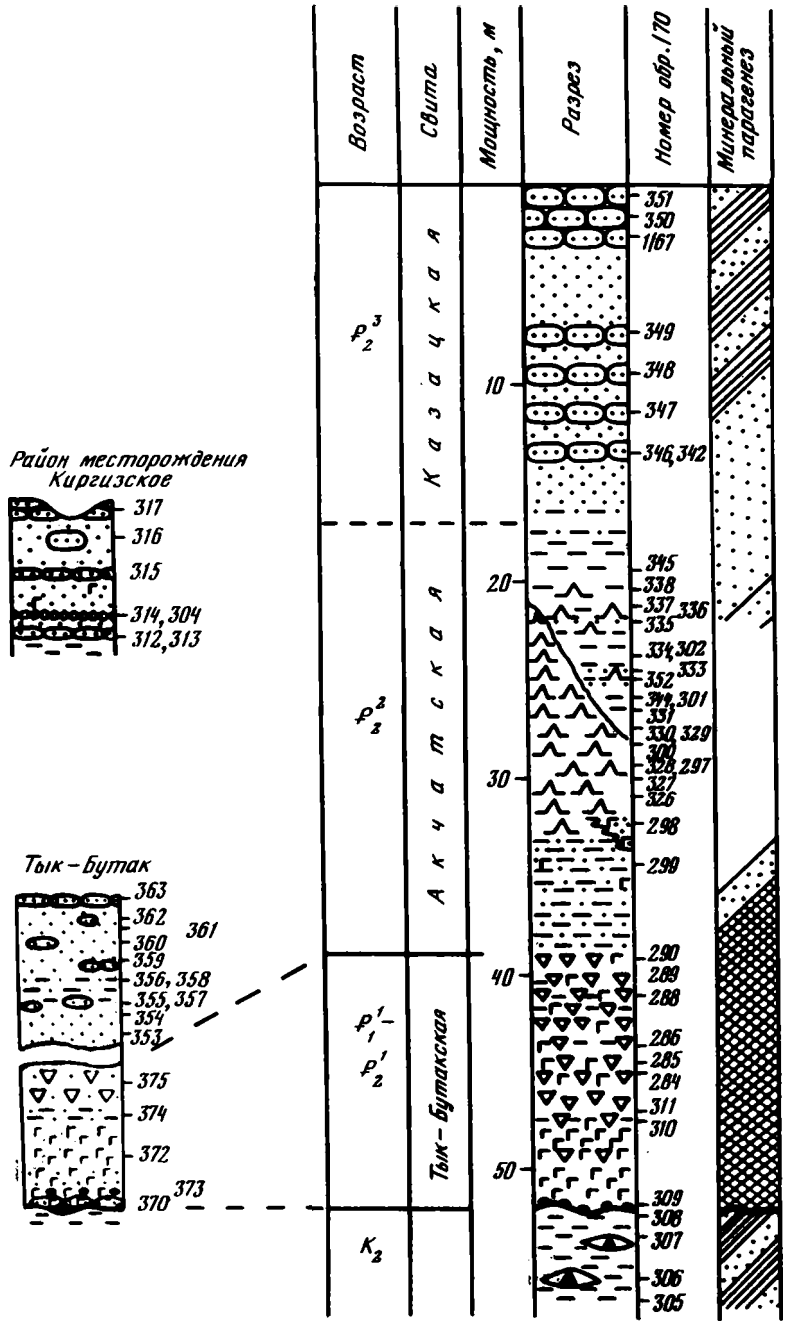


Рис. 8. Сводный разрез палеогена Западного Примугоджарья
Условные обозначения см. на рис. 5

Рис. 9. Разрез мела и палеогена в районе Буерачное (Волга)
Условные обозначения см. на рис. 5

Рис. 10. Разрез мела и палеогена района Воскресенское (Волга)
Условные обозначения см. на рис. 5

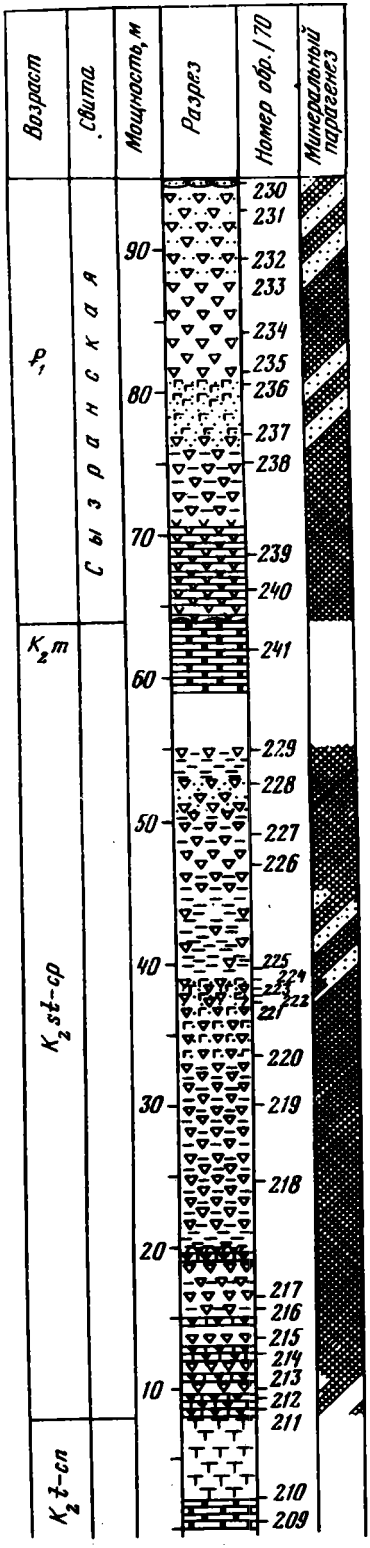

Возраст
Свита
Мощность, м
Разрез
Номер обр. / 70
Минеральный парагенез
P1
Сызранская
K2m
K2st-cp
K2t-cn
90
80
70
60
50
40
30
20
10
230
231
232
233
234
235
236
237
238
239
240
241
229
228
227
226
225
224
223
222
221
220
219
218
217
216
215
214
213
212
211
210
209

Рис. 9.

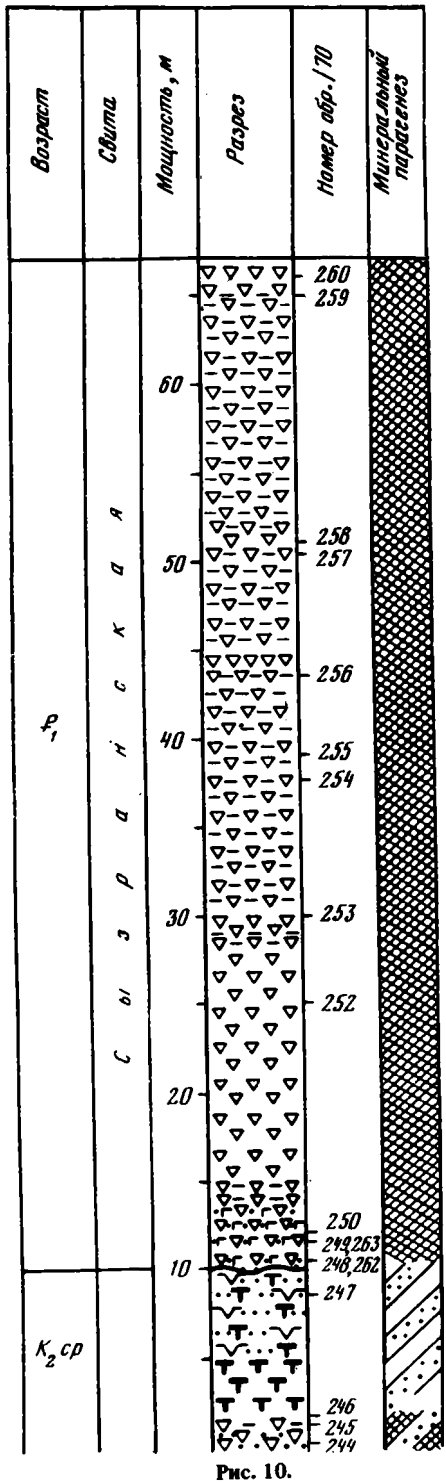

Возраст
Свита
Мощность, м
Разрез
Номер обр. / 70
Минеральный парагенез
P1
Сызранская
K2cp
60
50
40
30
20
10
260
259
258
257
256
255
254
253
252
250
249 263
248, 262
247
246
245
244

Рис. 10.

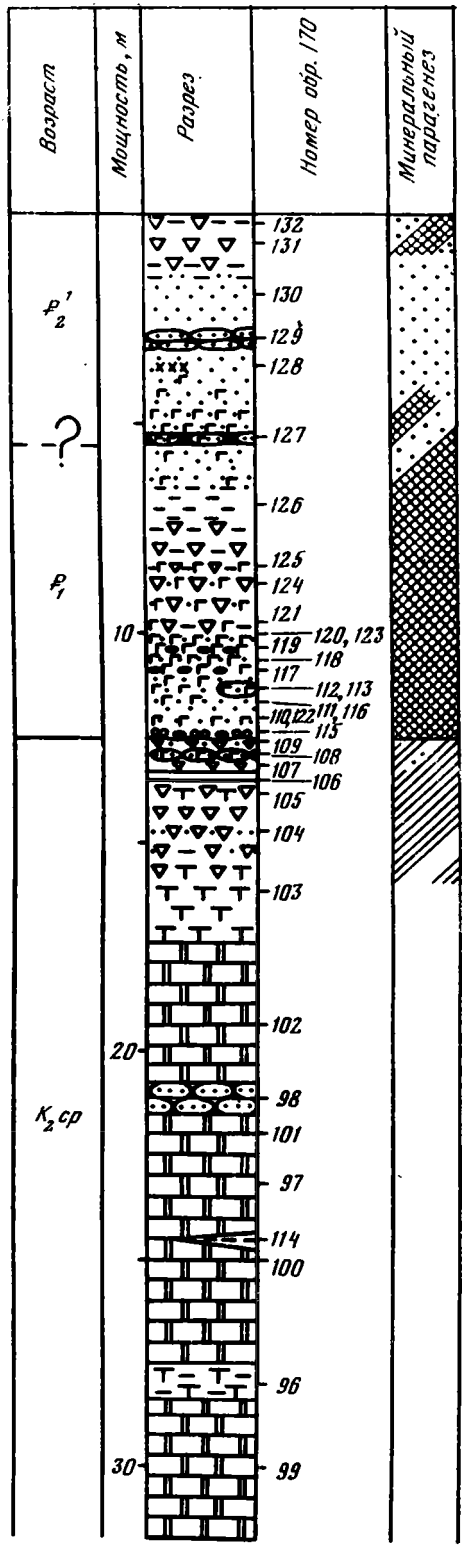

Возраст
Мощность, м
Разрез
Номер обр. 170
Минеральный парагенез
P2'
P1
K2 cp
10
20
30
132
131
130
129
128
127
126
125
124
121
119
120, 123
118
117
112, 113
111, 116
110, 122
115
109
108
107
106
105
104
103
102
98
101
97
114
100
96
99

Рис. 11.

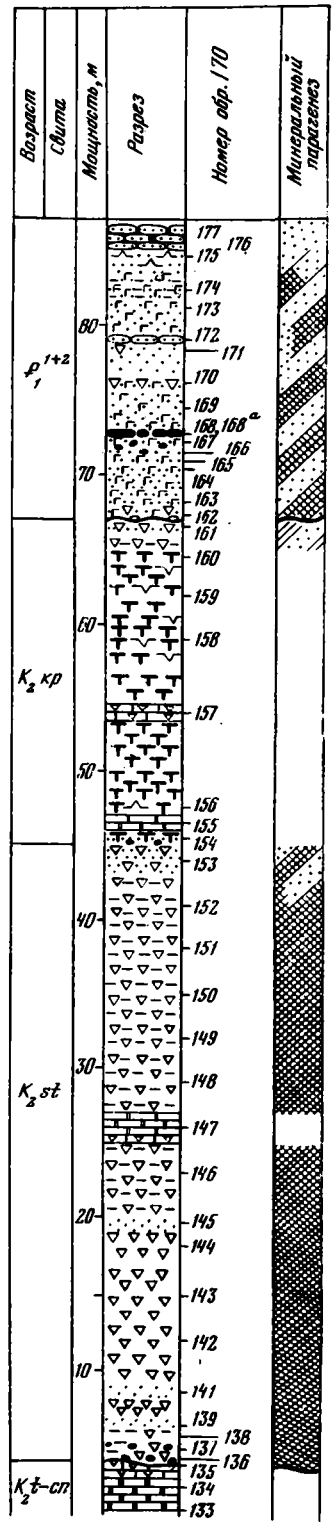

Возраст
Свиты
Мощность, м
Разрез
Номер обр. 170
Минеральный парагенез
P1 1+2
K2 kp
K2 st
K2 t-cn
80
70
60
50
40
30
20
10
177
176
175
174
173
172
171
170
169
168
168a
167
166
165
164
163
162
161
160
159
158
157
156
155
154
153
152
151
150
149
148
147
146
145
144
143
142
141
139
138
137
136
135
134
133

Рис. 12.

ся закономерность позволяет вести анализ циклически построенных толщ, помещая в основание циклов фосфориты или, при их отсутствии, пачки глауконитовых песчаников.

Наряду с глауконитовыми песками в нижней пачке циклов присутствуют опоки, опоковидные песчаники и опоковидные глины и алевролиты. Петрографическое изучение последних позволило установить среди пород, описываемых как опоковидные глины или опоковидные алевролиты, кремнистые пепловые туфы, сохранившие витрокластическую структуру, но представленные лишь продуктами замещения вулканических стекол (монтмориллонит, цеолиты, опал, опал–СТ). Опоки и опоковидные породы теснейшим образом связаны с глауконитовыми песками. Именно в базальной пачке циклов присутствует широкий спектр смешанных опоково-глауконитово-песчаных пород. Однако появление фосфоритов наблюдается в песчаниках или опесчаненных опоках только в ассоциации с глауконитом и не отмечено в тех случаях, когда базальный слой выражен не полно и представлен только опоками. Эта закономерность наиболее отчетливо прослеживается в фациальных профилях, где базальная пачка глауконитовых песков разорвана и представлена линзами, выполняющими западины рельефа подстилающих пород (сеноман Приднестровья).

Таким образом, триада пород базального слоя циклов, образующая их естественный обособленный парагенез, обнаруживает и еще одну закономерность – более тесную взаимосвязь фосфоритов и глауконита, чем фосфоритов и опок. Эта закономерность проявляется весьма широко и имеет место даже тогда, когда фосфориты появляются в основании писчего мела. Их появление обязательно сопровождается одновременным появлением глауконита и не сопровождается обязательным появлением опок.

Вертикальная смена базальной пачки циклов имеет двоякий характер. В разрезах верхнего мела Приднестровья, Днепрово-Донецкой впадины, Саратовского Поволжья, палеогена Днепровско-Донецкой впадины и других (см. рис. 6, 7, 12) базальная глауконитовая или опоково-глауконитовая пачка сменяется биогенными карбонатными породами (трансгрессивный ряд цикла).

В отдельных случаях имеет место развитие трансгрессивного ряда не по линии опоковидные глауконитовые песчаники – мергели – мел, а по линии формирования биогенных кремнистых отложений (сызранские отложения районов Сенгилея и Инзы, средний–верхний эоцен Примугоджарья, верхний эоцен северо-восточной части Днепрово-Донецкой впадины (рис. 13, см. рис. 8). Продолжающие цикл диатомиты бывают либо разбавлены карбонатным биогенным материалом, либо лишены его. О взаимозаменяемости биогенных карбонатных и кремнистых пород убедительно свидетельствуют данные О.К. Каптаренко-Черноусовой [1951], показавшей, что мелоподобные мергели киевской свиты могут включать значительную примесь радиолярий и диатомей, иногда образующих прослои чистых биогенных силицитов. Примесь биогенного кремнистого материала в мергелях киевской свиты региональна и позволяет по латерали вести сопоставление ряда: биогенный силицит – биогенная кремнисто-карбонатная порода – биогенная карбонатная порода (кокколитовый мелоподобный мергель).

В примугоджарских разрезах (см. рис. 8) базальная пачка глауконитовых опоковидных песчаников сменяется опоками, выше которых появляются глинистые алевролиты, фациально замещающиеся биогенными кремнистыми осадками (диатомиты). Вверх по разрезу диатомиты (или диатомовые глины) расслаиваются и замещаются песками и песчаниками. На этом примере можно говорить о взаимозаменяемости глинистых алевролитов, диатомовых алевролитов и диатомитов внутри рассматриваемого ряда, поскольку прослеживание всего цикла по простиранию позволяет установить оди-

Рис. 11. Разрез мела и палеогена района станицы Базковская (Дон)
Условные обозначения см. на рис. 5

Рис. 12. Разрез мела и палеогена в районе хутора Крутовский (Дон)
Условные обозначения см. на рис. 5

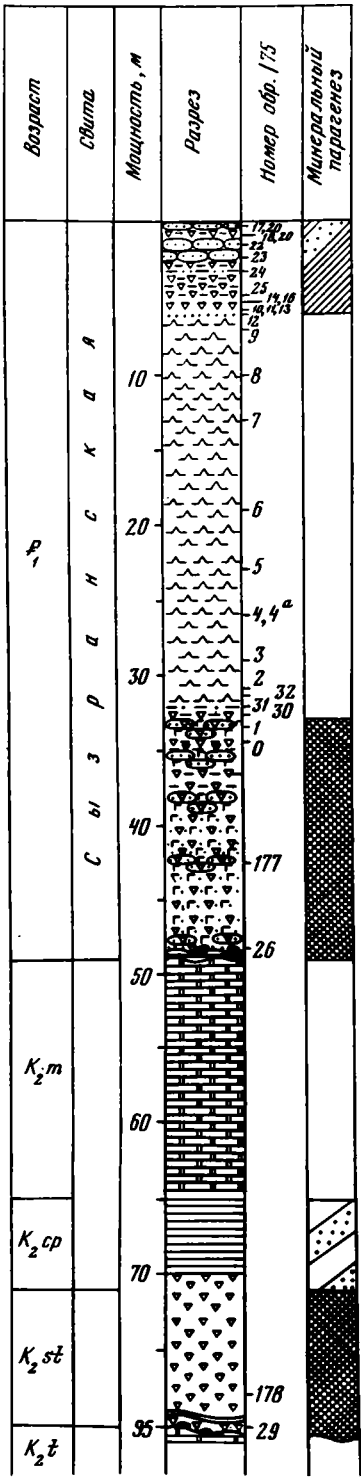

Возраст
Свита
Мощность, м
Разрез
Номер обр. /75
Минеральный парагенез
P_1
Сызранская
K_2m
K_2cp
K_2st^1
K_2t
10
20
30
40
50
60
70
95
17,20,21,22,23,24,25,19,18,16,14,13,12,9,8,7,6,5,4,4^a,3,2,32,31,30,1,0,177,26,178,29

Рис. 13

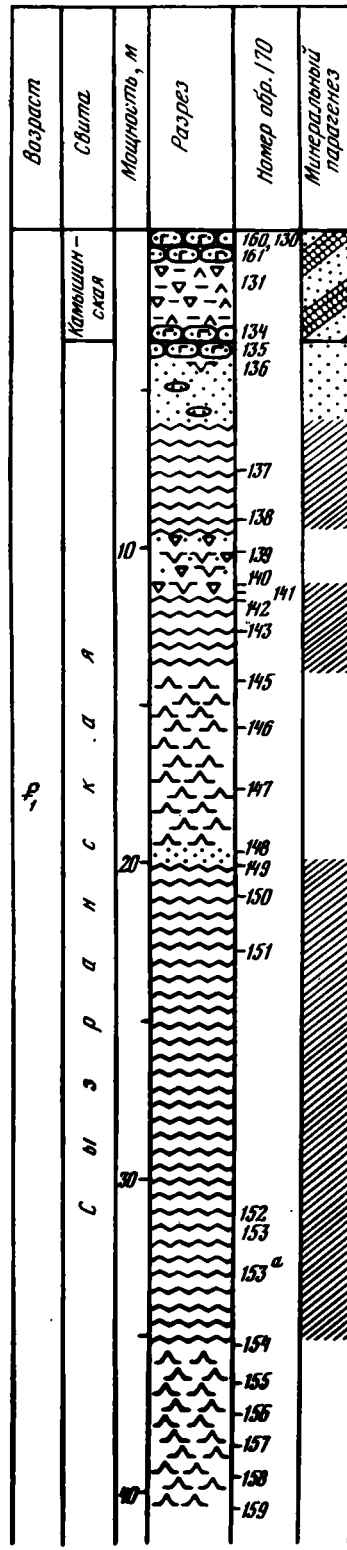

Возраст
Свита
Мощность, м
Разрез
Номер обр. /70
Минеральный парагенез
P_1
Камышинская
Сызранская
10
20
30
40
160,130,161,131,134,135,136,137,138,139,140,141,142,143,145,146,147,148,149,150,151,152,153,153^a,154,155,156,157,158,159

Рис. 14

наковое стратиграфическое положение алевролитов, диатомовых алевролитов и диатомитов.

Выше биогенных пород в ряде разрезов удается наблюдать своеобразные и иногда довольно мощные пачки частого чередования кремневидных опок, мягких трепеловидных опок или трепелов и бентонитов. Как правило, такие пачки ложатся на подстилающие породы по резкому контакту, но без заметных следов размыва. Мощности отдельных образующих их слоев обычно колеблются от 5 до 10 см, но могут достигать и нескольких десятков сантиметров. В отличие от базальных слоев циклов глауконит присутствует в них лишь в виде гнезд, включенных в опоки, и не образует самостоятельных слоев или линз. В таких пачках нами не встречено и фосфоритов, хотя, по-видимому, они и не исключены.

Тип строения подобных пачек, сложенных многократно чередующимися однотипными слоями, позволил назвать их ритмитами. Общая закономерность строения ритмитов заключается в уменьшении вверх по разрезу доли карбонатного вещества в их составе (если ритмит расположен на мело-мергельных породах). Верхи ритмитов лишены карбонатной примеси. При расположении ритмитов на биогенных силицитах поверхность контакта также черзвычайно четкая, но без следов размыва. Примесь биогенного кремневого материала в этих случаях убывает также весьма резко вверх по разрезу ритмита.

Участие ритмитов в строении разрезов глауконитово-кремнистой формации отмечено в пределах Калужской и Брянской областей (см. рис. 7). Именно к ним приурочены известные месторождения трепелов (Фокино, Зикеев, Жиздра и др.). В палеоценовых отложениях Пензенской и Ульяновской областей ритмиты залегают над пачками диатомитов (Инза, Палатово, Коржевка, рис. 14).

Слои трепелов региональны и возникают внутри пачек ритмитов за счет латерального замещения слоев кремневидных опок. От последних в теле трепелов остаются в виде следов цепочковидно залегающие кремневые желвачки или желвачки уплотненных опоковидных трепелов. Площади распространения ритмитов значительно меньше площадей распространения подстилающих их биогенных пород.

Завершается полный цикл пачками кварцевых песков и песчаников. Именно эти пачки могут залегать на подстилающих породах по плоскостям размывов, в том числе размывов, уничтоживших значительные части разрезов. Так, в районе Скугареевки (Ульяновская область) палеогеновые кварцевые пески залегают либо непосредственно на мелу, либо на глауконитовых опоках основания палеогена, а в нескольких километрах восточнее (Сенгилей) кварцевые пески появляются лишь над кремневидными опоками третьего элемента цикла. Таким образом, в Сенгилейском разрезе (см. рис. 13) имеет место сохранение полного цикла, в то время как в нескольких километрах западнее присутствует лишь верхняя его пачка.

Рассмотренная последовательность различных типов пород внутри цикла может быть названа "суммарным вертикальным рядом пород" — "идеальным циклом", или "теоретическим циклом". В естественных условиях далеко не всегда реализуются возможности образования полного ряда, равно как не всегда реализуются и возможности сохранения полного вертикального ряда пород в цикле. Еще при осадконакоплении отдельные пласты или пачки пород могут быть уничтожены, размыты. Наряду с этим чисто местные тенденции развития процесса осадкообразования, определяемые тектоническим режимом, положением в бассейне и т. д., приводят к формированию либо неполных вертикальных наборов пород, либо к гипертрофированному развитию только одного или двух типов осадков (пород). Чрезвычайно важна при этом геологическая

Рис. 13. Разрез верхнего мела и палеогена в районе г. Сенгилей
Условные обозначения см. на рис. 5

Рис. 14. Разрез палеогена в районе поселка Коржевка (Пензенская область)
Условные обозначения см. на рис. 5

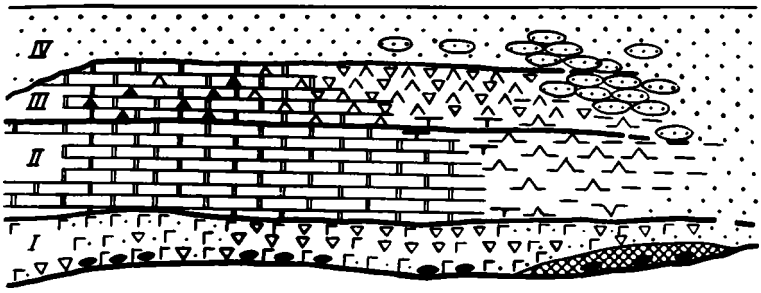


Рис. 15. Схема строения формационного цикла
Условные обозначения см. на рис. 5

позиция разреза. Как отмечено большинством исследователей [Соболевская, 1951; Бушинский, 1954; Леонов, 1961; Сычева-Михайлова, 1954, 1958; Бражников и др., 1960; Флерова, Гурова, 1958; Казаринов, 1958; Сеньковский, 1977; и др.], в пространственном распространении различных типов пород, образующих тело глауконитово-кремнистых формаций мела и палеогена Русской платформы и Западной Сибири, отмечается закономерная смена типов пород от прибрежной зоны к центру бассейна. При этом меловые фации распространены в центральных частях эпиконтинентального бассейна, в то время как в прибрежных зонах формируются песчаные и песчано-алевролитовые отложения. Однако и в центральных участках эпиконтинентального моря меловые породы начинали формироваться не с первых моментов образования формации. Начало верхнемеловой глауконитово-кремнисто-меловой подформации ознаменовано повсеместным развитием песчано-глауконитовых пород. Лишь на средней стадии образования формации вслед за отложением базальных глауконитовых песков в центральных частях бассейна получает распространение фация писчего мела.

Таким образом, в теле формации писчий мел выполняет центральную зону, отделяясь и от подошвы формационного тела, и от его бортов иным типом отложений, иными фациями (рис. 15). В соответствии с положением разреза в теле формации наблюдается и различная доля участия тех или иных пород в каждом элементе цикла. В свою очередь развитие цикла может быть выражено либо в виде ряда пород, в котором доминирует писчий мел, либо в виде ряда, в котором доминируют песчаные и песчано-алевритовые породы. Включение в тело формации опок (второй позднемеловой цикл) не изменяет принципиальной схемы строения циклов. Опоки, являющиеся членом триады базальной пачки цикла (глауконитовые пески – фосфориты – опоки), образуют в теле формации как бы второй слой обрамления биогенных нанопланктонных пород (писчий мел) и отделяют тело писчего мела от бортов и от подошвы формации.

Рассмотренный в настоящем разделе полный цикл является, таким образом, некоторым предельно полным вертикальным рядом пород, условия формирования которого осуществляются далеко не во всех участках бассейна, однако при любом положении разреза последовательность смены пачек пород идет в одном и том же направлении: 1) полно или неполно развитая базальная пачка, образованная триадой: фосфориты, глауконитовые пески, опоки; 2) полно или неполно развитая средняя пачка, образованная биогенными отложениями (писчий мел или диатомиты) или алевролитами, диатомовыми алевролитами, мергелями и 3) полно или неполно развитая верхняя пачка, представленная кварцевыми песками и песчаниками. В тех случаях, когда реализуются возможности формирования ритмитов, они возникают между второй и третьей пачками цикла, зарождаясь еще в верхах биогенной пачки и прослеживаясь в низах третьей пачки.

Чрезвычайный интерес в этом плане представляет положение кремневидных опок, составляющих элемент ритмитов, их эквивалентом могут являться кремни (флинты), тяготеющие к верхней части пачек писчего мела, а также прослои кремнистых песчаников, залегающих в виде стратифицированных цепочек песчаниковых караваев в теле

рыхлых кварцевых песков. В этих случаях наложенная кремнистость как бы "просвечивает" через разрез верхов второй и низов третьей пачки. И хотя во многих реальных разрезах собственно ритмиты и не получили своего законченного выражения, пульсирующая подача кремнезема в бассейн наложилась на тот интервал разрезов цикла, в котором должен бы был формироваться ритмит.

Типы наборов пород и их латеральные смены

Латеральные смены пород в теле глауконитово-кремнистой формации представляются наиболее трудным вопросом. Сложности, связанные с корреляцией разрезов даже в масштабе пачек и свит, прекрасно иллюстрируются многолетней дискуссией о расчлененности и сопоставлении разрезов палеогена Поволжья и бассейна Дона. К нерешенным вопросам относятся такие кардинальные вопросы стратиграфии этих областей, как правомерность выделения пролейской свиты и соотношение ее с камышинской свитой; объем киевской свиты и правомерность включения в нее верхней пачки темно-зеленых глин; сопоставление разрезов Днепрово-Донецкой впадины с разрезами Поволжья и т. д. Перечисленные вопросы дебатируются в большом числе работ, специально посвященных этой проблеме [Милановский, 1940; Сычева-Михайлова, 1954, 1958; Бражников и др., 1959; Леонов, 1936, 1961; Эвентов, 1958; Шамрай, 1964; Семенов, 1965; Дистанов, Кузнецова, 1971; Кашлев, 1971]. Нам кажется достаточным привести лишь одну цитату, иллюстрирующую сложность рассматриваемого вопроса: "Изменения литологического состава и мощности отдельных пачек происходит настолько быстро, что разрезы, расположенные в нескольких километрах друг от друга, трудно увязать между собой" [Сычева-Михайлова, 1958, с. 253]. В большом ряде случаев приходится полностью согласиться с приведенным мнением. Даже тогда, когда исследователь, получая новые факты, приходит к аргументированному выводу о сопоставлении тех или иных разрезов, такой вывод остается лишь наиболее вероятной интерпретацией новых данных и не исключает нового решения вопроса в дальнейшем.

Определяя поставленную в настоящем разделе задачу как "латеральные смены пород" и придерживаясь этого определения, мы вынуждены опираться лишь на тот материал, достоверность которого не ниже достоверности описания одного непрерывного разреза (карьер, стенка обнажения). Таким образом, любое логическое или гипотетическое латеральное продолжение пласта, любое сопоставление разрезов, аргументированное и проводимое в других разделах настоящей работы, полностью исключается при написании данного раздела. Столь жесткие требования к первичному материалу диктуются необходимостью нахождения закономерностей, достоверность которых регламентировалась бы только субъективной ошибкой. Вместе с этим сформулированные требования сильно ограничивают выбор районов, пригодных для решения поставленной задачи. Нами были использованы лишь непрерывные разрезы в береговых обрывах Волги, Дона и Днестра и района сплошной обнаженности в пределах левобережья Эмбы. В качестве примеров выбраны наиболее важные породы, присутствие которых в теле формации определяет само название формации.

Рассмотрим в качестве первого примера латеральной смены пород изменения пласта диатомита в Примугоджарье. В междуречье Кундузды и Кок-Су вскрыта пачка (15 м) диатомитов, диатомовых алевролитов и песчаников. Общая закономерность фациального изменения пачки заключается в резком опесчанивании ее в восточном направлении вплоть до полного исчезновения фрагментов диатомей из состава пород. Пачка переслаивания, содержащая до 50% слоев диатомитов, в восточном направлении (к Мугоджарам) на протяжении 3 км сменяется пачкой песков и песчаников. Западное продолжение пачки прослеживается лишь по останцам и в профиле не учитывается.

Нами выбран для сравнения слой диатомита, ограниченный по вертикали слоями песков (рис. 16). В западной части профиля в основании выбранной пачки залегает тонкозернистый песок (обр. 330), в котором уже при полевом изучении заметно оби-

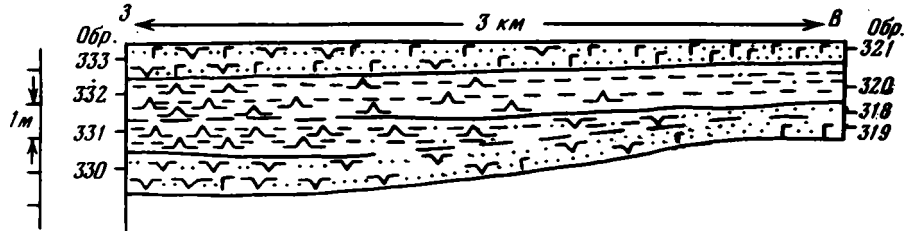


Рис. 16. Схема латерального перехода диатомитов в пески
Условные обозначения см. на рис. 5

лие фрагментов крупных панцирей диатомей и обломков спикул. В восточном направлении этот слой плавно переходит в среднезернистый песок; цвет его меняется от белого до серого, органические остатки исчезают из его состава (обр. 318). Выше в западной части профиля залегает алевритовый диатомит, делящийся на два слоя – нижний сиреневый (обр. 331) и верхний белый (обр. 332). Микроскопическое изучение этих образцов показало, что в верхней части пачки возрастает примесь глинисто-алевритового материала. Обр. 331 представляет алевритовый диатомит, а обр. 332 – диатомовый алевролит. В восточном направлении – нижняя часть слоя (обр. 331) плавно замещается песками, в которых сначала возрастает относительная роль спикул, а затем полностью исчезают биогенные фрагменты. Одновременно в этих песках все более отчетливо проявляется пигментация гидроокислами железа, отчего сами пески приобретают ржавый оттенок. Дисперсная пигментирующая часть песков, состоящая из гидроокислов железа, определила сиреневый цвет диатомита в западной части профиля. Верхняя часть диатомитового слоя (белый диатомовый алевролит, обр. 332) оказывается более выдержанной по простиранию, и в восточной части профиля эта часть слоя была описана как трепеловидная порода (диатомит?) (обр. 320). Микроскопическое исследование показало, что этот образец полностью лишен биогенных фрагментов и представлен глинистым алевролитом с рассеянными песчаными зернами.

Перекрывающие рассмотренный слой пески (обр. 333, 321) макроскопически оказываются довольно выдержанными. Как в западной, так и в восточной части профиля они описаны как мелкозернистые зеленовато-серые пески с глауконитом. Микроскопическое изучение не изменило их полевого определения, но в западной части профиля в их составе отмечена примесь обломков спикул и фрагментов панцирей диатомей. В восточной части профиля биогенные фрагменты отсутствуют.

Южнее описанного профиля, в сае, протягивающемся от горы Айрюк в сторону месторождения диатомитов Киргизское, вскрыты своеобразные детали переходов песчаной пачки, развитой в зоне, непосредственно примыкающей к Муготжарам, в диатомиты, распространенные западнее этой зоны. В этом районе темп смены чистых песков без примеси биогенных фрагментов чистыми диатомитами осуществляется значительно быстрее. На отрезке 1 км внутри диатомитов прослеживаются тонкие (1–3 см) слои сильно железистых песчаников, обогащенных фосфатом кальция. По полевому описанию они названы железистыми корками, которые вклиниваются в диатомиты и расчленяют 5-метровую пачку диатомитов на три слоя. Далее на запад пачка диатомитов монолитна. В восточном направлении эти железистые корки несколько раздуваются в мощности до 10–15 см и далее на протяжении 200–250 м они резко опесчаниваются, теряют пигмент и переходят в песчаники, а затем сливаются в единый монолитный песчаниковый пласт. Пигментация монолитного песчаникового пласта равномерна и не очень интенсивна. Переход диатомитов в пески осуществляется на протяжении 400–500 м. Именно в этой зоне распространения песчанистых диатомитов происходят быстрое увеличение мощности железистых песков и быстрая потеря ими пигмента в восточном направлении. Максимального латерального развития пески достигали лишь в некоторые короткие отрезки времени, совпадающие со временем появления тонкодисперсного

железисто-фосфатного материала. Этот материал не отлагался в пляжевой зоне чистых песков, но вместе с тонким песчаным материалом захватывал часть зоны сублиторали, как бы оттесняя диатомиты дальше на запад. По-видимому, моменты появления железисто-фосфатного материала отражали существенные изменения геологических условий на примыкающей суше (Мугоджары). Диатомиты, расщепляемые железисто-фосфатными слоями на три слоя, достаточно сильно отличаются друг от друга как в зоне развития делящих их корок, так и западнее, в зоне развития сплошного диатомитового пласта. Нижний слой – белый, чистый, монолитный диатомит. Средний слой – серый, листоватый диатомит, содержащий тончайшие (доли миллиметров) примазки глинистого материала. Верхний слой также обладает четкой горизонтальной слоистостью, но имеет значительно меньшую примесь глинистого вещества.

Первичная текстура и структура железистых корок утрачена при выветривании. Можно лишь предполагать, что первоначально это были тонкие слойки глауконитовых песков с обильной примесью органического животного материала. Слои подобного состава, содержащие глауконит, костный фосфат, колломорфный фосфат и примесь кластогенного песчаного материала, описаны нами в основании тык-бутакской свиты (р. Тык-Бутак), там они не изменены выветриванием.

Время формирования железисто-фосфатных прослоев было практически ничтожным. За пределами их развития в пачке диатомитов им нет стратиграфического аналога и нет плоскости размыва. Но появляется лишь четкий шов, делящий различные типы диатомитов. В зоне смешения диатомитов и песков смешанные породы включают лишь инородные фрагменты близкой размерности и лишь "дозволенные" количества фрагментов иных размерностей. Именно поэтому пласт алевролита (обр. 320) не ограничен узкой прибрежной зоной, а алевритовый материал оказывается вынесенным в значительных количествах в область развития диатомитов.

Появление железисто-фосфатного материала было импульсным и не нашло отражения в составе диатомитов. Внутри железисто-фосфатных песчаников не отмечено возрастания примеси панцирей диатомей, не отмечено и переходной зоны (фациальной смены) этих образований в сторону открытого моря. На рассмотренном примере показаны возможность плавной фациальной смены песков диатомитами на расстоянии нескольких километров при переходе из зоны пляжа в зону сублиторали и клиновидное сочленение диатомитов и железисто-фосфатных прослоев.

В качестве второго примера рассмотрим латеральную изменчивость базальной части слоев Белогродни, описанных в непрерывном обнажении (4 км) в районе Воскресенска (правобережье Волги). Здесь слои Белогродни отделены от верхнемеловых отложений четко выраженной плоскостью размыва. В пологих кармановидных углублениях на размытых опоковидных мергелях сантона залегают линзы (до 10–20 см) глауконитовых песчаников, сцементированных опоковым материалом, включающие обломочки нижележащих пород (до 3–4 см). При этом глубина карманов эрозионного вреза не превышает 10 см (обычно 5–8 см). Таким образом, линза песчаника не просто заполняет углубления в рельефе, но и возвышается над карманом эрозионного вреза и, по-видимому, трассирует поток или стрежневую часть потока, переносившую наиболее грубодисперсный материал. На латеральном продолжении линзы возвышающаяся часть ее плавно сменяется опоками с гнездами глауконитового песчаника. Эти же опоки являются базальными опоками слоев Белогродни в других участках рассматриваемого профиля. Описываемый базальный слой перекрыт зелено-черными песчанистыми опоками. Если рассматривать только базальный слой опок и глауконитовых песчаников, то песчаные линзы внутри него можно представить как первый наиболее крупный элемент "петрографической структуры слоя", структуры, рассматриваемой в масштабе, соизмеримом с мощностью слоя. Такое рассмотрение кажется правомерным, поскольку расположение песчаных линз и взаимоотношение их с другими участками слоя отражает некоторую мгновенную гетерогенность гидродинамики среды осадконакопления в объеме единого слоя.

Резкость латеральной смены пород, отмеченная для базальных слоев палеогенового

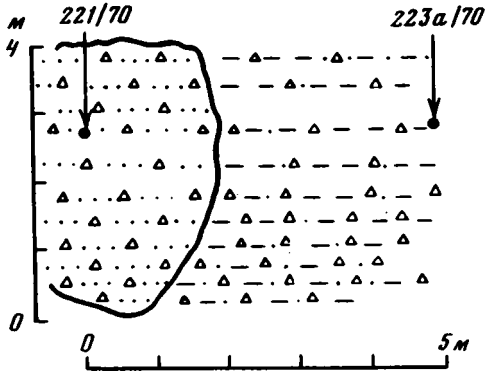
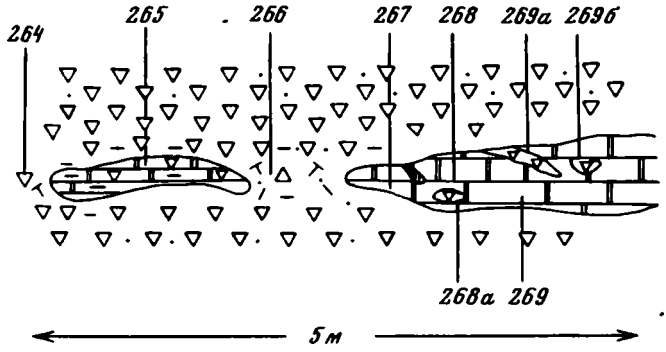


Рис. 17. Схема латерального перехода песчаника с опоковым цементом в опоку
Условные обозначения см. на рис. 5

Рис. 18. Схема сочленения пласта писчего мела и опоки
Условные обозначения см. на рис. 5



разреза, отмечается в других крупных обнажениях опок. Так, в районе Воднобуерачного (правобережье Волги) внутри сантон-кампанской опоковой толщи на уровне ~30 м над урезом Волги описаны "столбы" опоковидных песчаников внутри песчанистых опок (рис. 17). Рассмотрение этого уровня по латерали на протяжении 2 км показывает, что появление песчаных "столбов" характерно для определенного слоя мощностью 4 м, что позволяет выделить весь слой как слой песчанистых опок. Однако внутри него примесь песчаного материала распределена дискретно и образует либо линзы протяженностью до 20–25 м, либо "столбы" изометричной формы 3–4 м по простиранию и ~4 м высотой (мощность слоя песчанистых опок). Бóльшая песчанистость отдельных элементов слоя видна достаточно четко уже при полевом описании разреза. Микроскопические исследования образцов опоки и песчаника, взятых на одном уровне (середина слоя) и отстоящих друг от друга на 5 м, показало, что в участке слоя, выделяемом как опока (обр. 223а/70), 10% площади шлифа занято гнездами песчаника; в опоковидном песчанике (обр. 221/70) – 86% площади шлифа занято породой с песчаной структурой и 14% блоками опоки. Максимальные размеры обломочных зерен идентичны в обоих образцах. Текстурные признаки слоя в данном случае одновременно являются как бы его мегаструктурой или максимально крупными условно петрографическими структурными элементами слоя в целом.

Подобное соотношение блоков, линз резкого сгущения песчаного материала внутри единого слоя может свидетельствовать о синхронности формирования слоя на всю его мощность (4 м).

Интересные данные можно получить и из рассмотрения фаций опок на стыке их с меловыми фациями. Такой контакт был описан в береговых обрывах Волги в районе пос. Воскресенское. В этом участке описан латеральный переход кампанского мела в песчанистую опоку. На довольно коротком промежутке на расстоянии около 5 м наблюдается зона активного контакта опоки и мела со следами текстур смешивания вязких

полужидких илов разнородного состава. Ил протоопоки расчленил и фрагментировал ил протомела. Отдельные отторженцы мелоподобной породы (обр. 265, рис. 18) оказываются оторванными от собственно мелового пласта, а блоки опоки внедрены в мел (обр. 268а, 269а). В промежутке наблюдается брекчированная зона, представляющая область интенсивного смешения изогнутых фрагментов нелитифицированных осадков разнородного состава. Краевая часть линзы мела, так же как брекчированная зона (обр. 266), заметно прокрашены гидроокислами железа. Такое прокрашивание отмечается лишь для зоны смешения и не наблюдается ни в песчанистых опоках (обр. 264), ни в ненарушенном пласте мела (обр. 269).

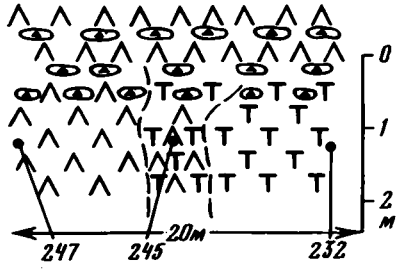


Рис. 19. Схема латерального перехода трепела в мергель
Условные обозначения см. на рис. 5

Полости, трещины и ходы илоедов в меловом пласте выполнены серым кремнеподобным веществом (обр. 267, 269б). При микроскопическом исследовании таких кремнеподобных образований (не царапающихся ножом) обнаруживается, что они сложены тем же материалом, что и песчанистые опоки, но сцементированы значительно более интенсивно, лишены микропор и обладают большей плотностью. Таким образом, в постседиментационную стадию продолжалось перераспределение кремнезема, заполнявшего участки относительно повышенной проницаемости.

Последний пример латеральной изменчивости типов пород, описываемый в настоящем разделе, относится к пачке сеноманских трепелов в месторождении Могилев-Подольский. Здесь, в верхней части сеноманской толщи вскрыты линзы чистых трепелов, подстилающихся карбонатными трепелами и перекрытых трепелами со стратифицированными желвачками резко уплотненных трепелов. Этот верхний перекрывающий слой горизонтален в пределах обнажения, не обнаруживает прогибов "просадки" линейно расположенных цепочек желвачков над линзами трепелов и, следовательно, не позволяет интерпретировать подстилающие тела трепелов как следствие выщелачивания мергеля, в результате чего могли возникнуть тела, линзы чистых бескарбонатных трепелов.

В стенке карьера (Могилев-Подольский) прослеживается смена сплошного монолитного слоя чистого трепела (рис. 19, обр. 247) мергелем (обр. 232). Нерастворимый остаток (НО) мергеля представлен глобулярными частицами кремнезема (леписферы), составляющими в обр. 232 около 40% от массы образца; в промежуточном обр. 245 в зоне перехода НО составляет 68%; обр. 247 представлен чистым трепелом. Зона перехода, характеризующаяся резким возрастанием карбонатности, располагается вертикально и делит собственно трепелы и собственно мергели, ширина ее 2,5–3 м. Визуально границы разделов не обнаруживаются, да и вся пачка представляется однородной, а образцы пород в горизонтальном профиле несколько отличаются лишь по плотности. Полевое разграничение литологических тел проводилось методом сплошных бороздовых опробований по реакции с HCl с визуальным определением НО в фарфоровой чашке. Для приведенных образцов на рис. 19 даны результаты количественных лабораторных определений НО.

Таким образом, и для латеральной смены трепел–мергель отмечается субвертикальная граница раздела различных литологических типов пород, а сами линзы трепела могут как бы трассировать поток густой суспензии, состоящей из трепельных частиц внутри единого, но неоднородного по составу суспензионного потока. Текстура всей пачки монолитна.

Сопоставление приведенных описаний латеральных смен опока – песчаник; диатомит – песчаник (песок); трепел–мергель показывает, что латеральная смена биогенных силицитов происходит в зонах, на 3–5 порядков отличающихся по протяженности от смен абиогенных силицитов (опоки, трепелы) другими типами пород. Наряду с этим в пределах профилей диатомит–песок четко разграничиваются области различных фациальных обстановок, а сама зона перехода является одновременно границей различных фациальных зон (литораль–сублитораль). Абиогенные силициты приводятся в соприкосновение с другими типами пород по резким границам с минимальными по протяженности зонами переходов. Положение различных литологических тел в этих случаях является отражением неоднородности суспензионных масс (потоков), формирующих слой в целом.

Взаимозаменяемость и несовместимость пород в фациальных профилях

В настоящем кратком разделе сделана попытка остановиться на понятии "паритетность" породообразующих компонентов и "паритетность" пород. Такое понятие оказалось необходимым при сопоставлении циклически построенных разрезов и прослеживании отдельных элементов циклов в фациальных профилях. В реальных геологических условиях фациальные изменения толщ от точки к точке происходят не одновременно в объеме всего вертикального разреза цикла. Мы имеем в виду здесь не раздувы одних элементов циклов и выклинивание других и не закономерные изменения облика пород при смене фациальных условий, а лишь видоизменения по латерали пород, принадлежащих какому-либо конкретному элементу цикла при сравнительном постоянстве других элементов и стабильности обстановки. Такие соотношения наблюдаются при прослеживании слоев кремневидных опок, быстро сменяющихся мягкими опоками и трепелами. Опоковый слой представлен как бы линзами различной протяженности, разобщенными мягкой опокой или трепелом. При этом тело кремневидной опоки может включать и разуплотненные гнезда, представленные мягкой опокой (трепелом). По простиранию подобные слои переходят в слои трепелов или мягких опок, содержащих лишь редкие уплотненные желвачки или даже лишенные их. Описанные соотношения пород наиболее показательны для пачек ритмитов (Фокино, Зикеево, Палатово, Коржевка). Различная прочность пород в этих случаях определяется вторичными процессами (литификация), но распределение материала, способного к интенсивной и слабой литификации, связано, по-видимому, с первичной неоднородностью осадка.

Аналогичны соотношения трепела и пластовых (и желваковых) кремней в фациальном профиле сеноманских отложений Приднестровья (они детально описаны в главе второй). На примере паритетности пород, обнаруживаемой в одном обнажении, прослеживается тенденция смены фаций в плане.

Сосуществование в едином пласте быстро сменяющихся опок и глауконитовых или кварц-глауконитовых песчаников, образующих единое тело, также предопределяет возможность латеральной смены этих типов пород. Не менее показательно и отсутствие сонахождения диатомитов и опок (имеется в виду тесное латеральное сочленение чистых разностей). Отсутствие паритетности этих типов пород, по-видимому, определяет и отсутствие доказанных примеров подобных смен в фациальных профилях и требует по крайней мере гипотетического помещения между ними в плане какого-то третьего типа пород, способного к сосуществованию с обоими несовместимыми литотипами.

Приведенные примеры показывают правомерность сосуществования различных типов пород внутри единого слоя. Рассмотренные типы пород обязаны своим возникновением не региональной смене обстановок седиментации, а первичной неоднородности типа осадка или неравномерной наложенной цементации. Процессы подобного рода изменяют фацию слоя, но не зависят от обстановки осадконакопления. Однако возможность их сосуществования свидетельствует и о потенциальной возможности дифференциации вещества – носителя признаков и, следовательно, о возможности седимен-

тационного разобщения такого вещества. Таким образом, даже внутри единого неоднородного слоя заключена информация о потенциальных возможностях смены пород по латерали, связанных с региональными изменениями условий осадкообразования.

Минеральные компоненты, образующие паритетные породы, находятся в стабильном парагенетическом родстве, а доминирование того или иного компонента определяет тип породы. Так, в теле опок постоянно присутствует глауконит. Изменения соотношения глауконита и опоки приводят к возникновению смешанных типов пород – слабо глауконитовых опок, глауконитовых опок, опоковидных глауконитовых песчаников.

Опалово-кристобалитовые леписферы образуют массу трепелов, но одновременно вещество леписфер (как и сами леписферы) является непременным компонентом структуры кремневидных опок. Протовещество леписфер (кремневый гель) является одновременно протовеществом кремней. Таким образом, расщепление исходной массы геля на потоки и капли гомогенного геля и суспензионный шлейф гелевых микрокапель и предопределяет теснейшую парагенетическую связь трепелов и кремневидных опок, трепелов и кремней.

ТИПЫ ПОРОД И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Рассматривая основные типы пород, слагающих глауконитово-кремнистую формацию, мы сосредоточим основное внимание на характеристике пород спорного генезиса. Наряду с этим представляется важным отметить и такую особенность разных пород, как преимущественное положение (сосредоточение) их в формационном цикле.

Пески

Под песчаными породами принято понимать породы, сложенные обломочными зернами различной размерности в пределах 0,05–2 мм. Однако, пределы размеров, относимых к данному классу пород различными авторами, понимаются по-разному. Так, в класс песчаных пород (псаммитов), по Л.В. Пустовалову, включаются образования, сложенные частицами от 0,1 до 1 мм (соответственно зерна в интервале размеров 1–10 мм именуются гравием (псефиты), а 0,1–0,01 мм составляют класс алевритов). Эта формально удобная десятичная классификация не находит поддержки у многих других петрографов. Л.Б. Рухин и М.С. Швецов расширяют предел размерных фракций песчаных пород, включая в них зерна до 2 мм.

Различное понимание пределов размерных фракций песчаных пород отражено в последней монографии Ф. Петтиджона, П. Поттера и Р. Сивера [1976], выделяющих класс песков в интервале 2–0,063 мм. Столь разнообразное понимание размерных пределов зерен, составляющих песчаные породы, не случайно. Уже полевое определение пород заставляет несколько более широко определять пески и песчаники. Это связано с тем, что в группу песчаных пород при визуальном определении включаются породы, идентичные по текстурам, условиям залегания, формам слоев (пластов) и т. п. признакам, отражающим их генетическую природу. Наряду с этим серьезную роль играют и частота встречаемости, и контрастные сочетания с другими обломочными породами. Нам представляется, что вся гамма признаков, логически составляющая основу определения "песчаная порода", отражает генезис этого класса пород и в первую очередь динамику среды осадкообразования. Однако единство генетической природы предопределяет единство структурных и текстурных признаков пород во всем их объеме. Именно с этим связано то обстоятельство, что косослоистые текстуры (сочетающиеся с псаммитовыми структурами) характерны лишь для пород, в которых доминируют фракции крупнее 0,05 мм. Если же рассмотреть хотя бы сочетание таких признаков, как псаммитовая структура, породообразующее участие мономинеральных обломков, способность образовывать косослоистые текстуры, способность образовывать пластовые тела, то класс обломочных пород, обладающих ими, ока-

жется ограничен пределами размеров слагающих зерен 0,05–2 мм. Доминирование более крупных или более тонких фракций, как правило, сопровождается исключением одного или более из перечисленных выше признаков. Преобладание фракций более 2 мм обычно свойственно линзовидным телам, образованным не мономинеральными зернами, а полиминеральными обломками, а преобладание тонких классов (меньше 0,05) сопровождается появлением ленточных текстур и доминированием в составе породы слоистых силикатов, т. е. исчезновением псаммитовой структуры.

Понимая под песчаными образованиями обломочные породы, в которых доминирующие фракции распределены в интервале 0,05–2 мм, мы здесь и в дальнейшем придерживаемся следующих определений: грубозернистый песок – доминирует фракция 2–1 мм; крупнозернистый песок – 1–0,5 мм; среднезернистый песок – 0,5–0,25 мм; мелкозернистый песок – 0,25–0,1; тонкозернистый песок 0,1–0,05 мм.

Классификация песчаных пород по составу прекрасно разработана В.Д Шутовым [1967]. Его классификация принята нами в данной работе. В рассматриваемой формации представлены две группы песчаных образований. В первой группе преобладают кварцевые пески; развиты также олигомиктово-кварцевые пески и песчаники. Вторая группа – это глауконитовые пески или пески, зараженные глауконитом. Эти разности песчаных пород всегда содержат олигомиктово-кварцевый набор обломочных минералов. В теле формации песчаные породы чрезвычайно широко распространены и часто являются главенствующим типом пород в разрезах. Однако глауконит-кварцевые или собственно глауконитовые пески присутствуют только в базальных пачках циклов.

Песчаники

Песчаники – сцементированные песчаные образования, не размокающие в воде и способные образовывать вертикальные стенки в сухом состоянии.

Главенствующим типом цементирующего материала песчаников в наборе пород глауконитово-кремнистой формации являются различные модификации кремнезема (опал, люссатит, халцедон, кварц). Значительно реже встречены песчаники с вторичным глауконитовым цементом, железистым цементом (гидроокислы железа), карбонатным цементом (кальцит). Исключительно редки песчаники с крустификационным фосфатным цементом. Если же рассматривать не пластовые тела, а линзы, блоки в брекчиях, песчаные дайки, корки и т. п. экзотические образования, то список цементирующего материала может быть расширен. Так, в песчаниках нептунических даек в качестве цемента может присутствовать гипс, в фосфоритовых пластах присутствуют желваки с массивным фосфатным цементом.

Особое положение в теле формации занимают песчаники с опоковым цементом. Они включены в основную группу песчаников (песчаники с кремнистым цементом), но особенности их состава структур не позволяют отождествлять их с главенствующими представителями этой группы – кварцитовидными песчаниками.

Первой отличительной особенностью песчаников с опоковым цементом является их структура. В таких песчаниках всегда различаются гнездовидное распределение обломочного и цементирующего материала, сгущения и разрежения концентраций зерен в единице объема. С этим связано и то, что такие песчаники в объемах каждого образца содержат участки с поровым типом цемента и участки с базальным типом цемента, а нередко и участки опоки с рассеянными песчаными зернами. При этом гетерогенность структур не связана с крупностью обломочного материала.

Второй важной особенностью песчаников с опоковым цементом является обязательное присутствие в их зернистой части глобулярного глауконита. Количества его могут варьировать в самых широких пределах, от нескольких процентов до преобладающей составной части зерен.

Третья особенность состоит в фациальных переходах этого типа песчаников, замещающихся по латерали либо собственно глауконитовыми или глауконитово-кварцевыми песками и песчаниками, либо опоками.

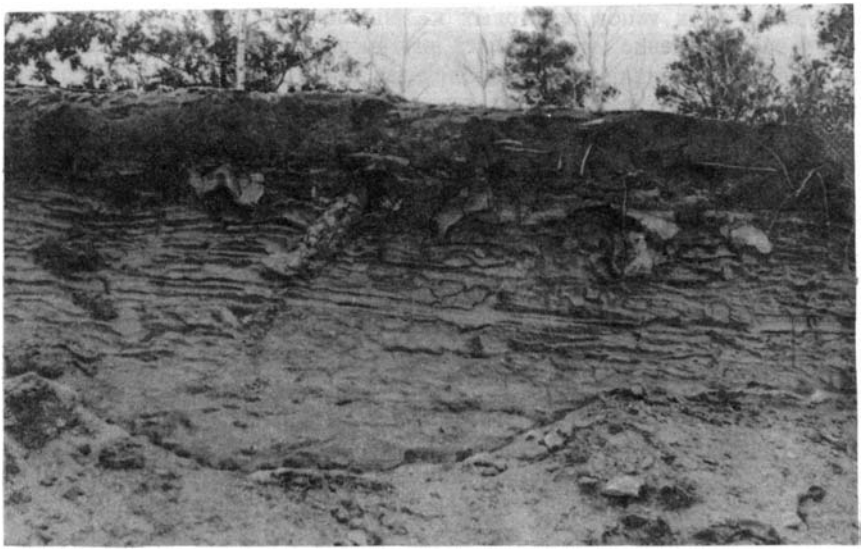


Рис. 20. Пласт кварцитовидного песчаника в кровле песков в карьере Ташлы (Ульяновская область). "Проникающая" цементация

Положение кварцитовидных песчаников в разрезе двояко. С одной стороны, это линзы, караваи, желваки и пластовые тела, тесно ассоциирующие с толщами кварцевых (или олигомиктово-кварцевых) песков, а с другой – верхняя приконтактная часть песков под перекрывающими бентонитами, глауконитовыми песками или опоками, даже если в перекрытой песчаной пачке и отсутствуют сцементированные кварцитовидные разности. Формы песчаных тел в двух упомянутых случаях различны. В первом случае сцементированные тела как бы обладают осью или плоскостью симметрии (караваи, пласты, рагульки); во втором – плоскости контакта с перекрывающей породой ровные, а подошва сцементированной части песчаной пачки волнообразно проникает вниз в пласт песка на различную глубину, образует раздувы, грушевидные отростки, оторванные капли (рис. 20). В первом случае пласты или серии линз могут многократно повторяться в вертикальном разрезе и обладают зонами перехода в кровле, подошве и на контурах, ограничивающих сцементированные тела по латерали. В пределах таких зон наблюдается плавное снижение доли кремневого цемента вплоть до перехода песчаника в песок. Во втором случае такая зона перехода ограничивает пласт лишь снизу, по прихотливо изрезанному контуру. Верхняя же часть песчаникового пласта является одновременно кровлей песчаного тела.

Источник кремнезема, цементирующего кварцитовидные песчаники, обсуждался в работах В.И. Лучицкого [1949], У.Г. Дистанва [1969]. По мнению этих исследователей, возникновение кварцитовидных песчаников связано с постседиментационным перераспределением SiO_2, исходно содержавшегося в осадках. Однако для сплошной цементации мощных пластов и пачек кварцитовидных песчаников необходимы количества мобилизованного кремнезема, соизмеримые с массой собственно песков. В разрезах Примугоджарья кварцитовидные песчаники и рыхлые пески находятся в одной и той же геологической позиции (переслаиваются). При этом в единой пачке переслаивания присутствуют как пески и песчаники, содержащие биогенные кремнистые обломки хорошей сохранности, так и пески и песчаники, полностью лишенные биогенных кремнистых остатков. Биогенные кремнистые остатки в песчаниках цементируются вторичным кремнеземом наравне с обломочными зернами. Не отмечается и коррозии обломочного кварца. Все это не позволяет нам рассматривать в качестве источника свободного кремнезема цемента ни биогенные кремнистые остатки, ни обломочный кварц.

Существование двух типов пластовых кварцитовидных песчаников, их положение в разрезах и распределение масс цемента внутри сцементированных тел могут свидетельствовать о двух принципиально различных источниках свободного кремнезема, участвующего в образовании кварцитовидных песчаных пород. Если для асимметричного типа очевиден местный источник SiO_2 (перекрывающий пласт бентонита, опоки), то для песчаников, залегающих внутри рыхлых песков, возможно предположение пульсирующего поступления в бассейн сразу значительных количеств кремнезема и распространения геля SiO_2 по дну в зоне формирования песчаных осадков. Высокая пористость и проницаемость слоя в этом случае не способствовала формированию стратифицированных желваков собственно кремней, как это имеет место в толщах тонкодисперсных осадков (трепелы, писчий мел) [Муравьев, 1976]. Проникновение геля в песчаный слой и перекрытие этого слоя новыми порциями песчаного материала могут определить формирование стратифицированных систем караваев и линз кварцитовидных песчаников в толщах рыхлых песков.

Допущение подобное модели заставляет сразу же различать сингенетичную цементацию (второй тип) и диагенетическую или даже эпигенетическую цементацию (первый тип) песчаных пород. При этом под цементацией здесь следует понимать лишь проникновение геля кремнезема в пористую песчаную породу или в песчаный осадок, т. е. заполнение порового пространства песков. Литификация же кремнезема происходит в некотором интервале геологического времени. Чрезвычайно большие разовые порции кремнезема, поступающие в бассейн седиментации, требуют своего объяснения. При этом следует обратить внимание на локализацию мощных кварцитов лишь в узких зонах, в то время как за пределы этих узких зон прослеживаются лишь шлейфы стратифицированных караваев. Мощные (около 22 м) кварцитовидные песчаники развиты в районе Кучуры-Скучереевки (Ульяновская область), за пределы месторождения в синхронную толщу кварцевых песков прослеживаются лишь отдельные пласты, переходящие далее в цепочки караваев. Зона перехода сплошных кварцитовидных песчаников в сплошные пески со стратифицированными песчаниковыми караваями не превышает 200–300 м. В этой зоне происходит быстрое расщепление толщи кварцитов на пачки кварцитов, разобщенные рыхлыми песками. При этом в подошве сцементированных слоев отчетливо проявлена скульптура натека, свидетельствующая о динамике перемещения цементирующего материала (рис. 21).

Рассматривая сложно построенное тело сцементированных песчаных пород, представляющее мощную линзу в центре, осложненную на ряде стратиграфических уровней пластами, далеко отходящими от единого центрального тела и прослеживающимися внутри рыхлых песков, можно предположить, что в зоне развития центрального тела длительное время действовал источник свободного кремнезема. Различная интенсивность подтока во времени отражалась в протяженности сцементированных песчаных пород по латерали на каждом стратиграфическом уровне. Подобная интерпретация генетической природы цементации кварцитовидных песчаников требует допущения точечного или линейного (трещинного) источника SiO_2, т. е. подтока вод, резко переобогащенных растворенным кремнеземом. Этот источник должен был действовать в течение всего времени формировния кварцитовидных песчаников, хотя интенсивность его деятельности во времени была неоднозначной. Массы выделившегося кремнезема в зоне цементации песков соизмеримы с массами обломочного материала и составляют около четверти массы пород.

Особым случаем возникновения вторичного кремнистого цемента является жильное окремнение, развивающееся в толщах песков. Жильная цементация была описана в отложениях бучакской свиты (обнажение в овраге в 1 км севернее дер. Григоровка, Днепр), в северной части зоны каневских дислокаций. Поскольку явления такого рода не описаны для молодых платформенных образований, остановимся на этом несколько подробнее. В овражном обрыве высотой около 30 м вскрыта пачка глауконитовых песчаников (18 м), выше пески плавно, но на коротком промежутке осветляются, становятся безглауконитовыми (10 м). В кровле разреза залегают кварцитовидные

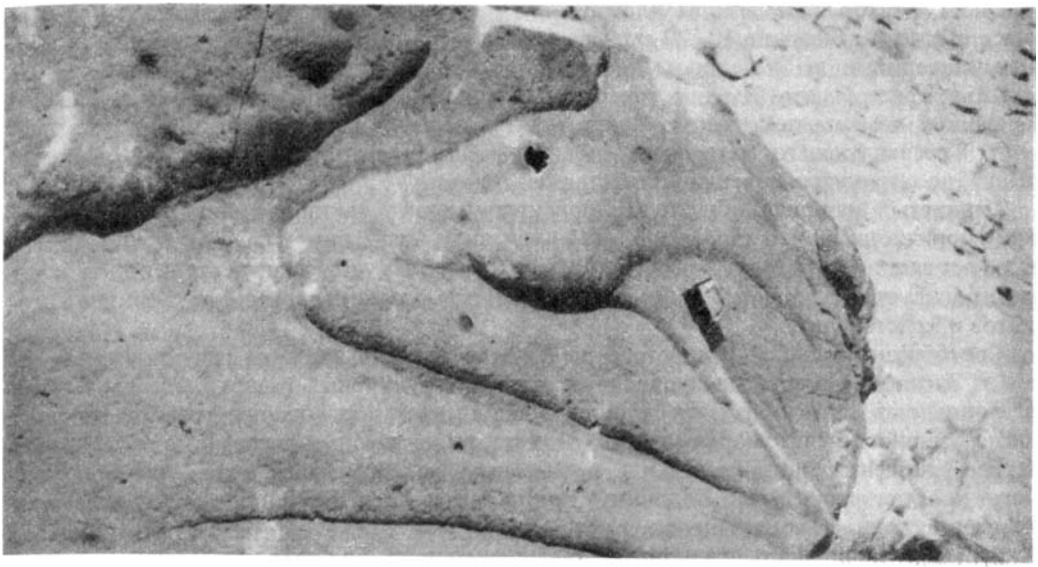


Рис. 21. Скульптура натека в подошве пласта песчаника, залегающего внутри толщи песков, в карьере Кучуры (Ульяновская область)

песчаники. Пачка песков от подошвы до кровли рассечена наклонной ветвящейся жилой, проявленной в стенке обнажения более интенсивным зеленым цветом и более прочной цементацией. Толщина жилы 10–15 см, мощности оперяющих ответвлений 3–5 см. Кроме того, от главного рукава жилы отходят дополнительные каналы параллельно слоистости. Они строго избирательно трассируются прослоями крупнозернистых песков и выражены в стенке обнажения, так же как и тело жилы, несколько более интенсивным зеленым цветом и относительно более высокой степенью цементации.

Микроскопическое исследование глауконитовых песков из тела жилы показало, что в поровом пространстве их появляются многочисленные глобулярные опаловые частицы размером 3–10 мкм. Наряду с этим в зонах соприкосновения глауконитовых зерен прослеживаются каемки обрастания, сложенные также глауконитовым веществом. Такие каемки развиты не по всему периметру зерен, а охватывают лишь часть их, примыкающую к соседнему зерну. Таким образом, возникает как бы дополнительный точечный цемент, обеспечивающий несколько большую прочность породы. Вне жил и оперяющих каналов пески сыпучие.

Песчаники с карбонатным цементом образуют пластовые и линзовидные тела, часто включающие скопления раковинного детрита. В последних случаях, по-видимому, имеет место позднейшая, гипергенная переработка структуры пород и типов цемента.

Глинистый цемент играет подчиненную роль при цементации песчаных пород. Некоторая добавка глинистого материала обычна в песках, но в песчаниках (в соответствии с определением этих пород) глинистый материал не образует прочной связующей массы. Существенное участие глинистого материала в цементации песчаников обнаруживается в тесной ассоциации с карбонатным материалом.

Глинисто-кремнистый цемент и глинисто-кремнисто-цеолитовый цемент присутствуют в специфических глауконитово-кварцевых песчаниках, широко распространенных в палеогеновых отложениях юга Русской платформы [Шамрай, 1964; Муравьев, 1974]. В этой группе песчаных пород преобладают мелко- и тонкозернистые разности. Степень цементации незначительна, но, как правило, возрастает в приповерхностных зонах при более или менее длительном соприкосновении песчаника с атмосферой. Поверхностное гипергенное изменение таких песчаников приводит к проявлению скульптурного

рисунка, повторяющего ходы илоедов, и сопровождается разрушением значительных масс цеолитов. Внешние 10–20 см песчаных пластов оказываются практически лишенными цеолитов, но в поровом пространстве их появляются мельчайшие агрегатные сгустки кристобалита. Именно гипергенный кристобалит и обусловливает повышение прочности цемента песчаников. Кристобалит и цеолиты выступают и в качестве главного цементирующего материала основной массы рассматриваемых песчаных образований, не затронутых поверхностными изменениями.

Глинистый материал, обязательно присутствующий в таких песчаниках, представлен монтмориллонитом и гидрослюдой (по-видимому, дисперсным глауконитом). В структуре песчаников он играет подчиненную роль, поскольку их главный структурный план контролируется сочетанием обломочных зерен и поровых выделений цеолитов или цеолитов и кристобалита.

Своеобразным типом глинистого цемента песчаников является глауконитовый цемент. Этот тип цементации проявляется в двух структурных разновидностях. Первая разновидность характеризуется сплошным заполнением порового пространства массами неглобулярного пелитоморфного глауконита, включающими дисперсные обломочные зерна, фрагменты микрофауны и т. п. элементы, не образующие зернистого обломочного костяка структуры. Подобный тип цемента характерен для глауконитовых и кварц-глауконитовых песчаников.

Вторая разновидность представлена пленочным и порово-пленочным типом выделения вторичного глауконита, облекающего обломочные зерна по всему их периметру или спаивающего зерна лишь в точках их максимального сближения. В этом случае обнаруживается единство ориентировки чешуек новообразованного глауконита цемента, а пленки или связующие массы в зоне сближения зерен выглядят как анхикристаллы или как ориентированные агрегаты. Пленочный и контактный типы цементации встречены в глауконитовых и кварц-глауконитовых песчаниках, но оказываются приуроченными лишь к некоторым зонам или частям пластовых тел и не образуют главенствующего типа цемента в пластах (слоях) в целом.

Чрезвычайно интересным типом песчаников являются песчаники с крустификационным фосфатным цементом. Они образуют пластовые тела в основаниях циклов или в мощных пачках песков и алевролитов. Фосфат цемента образует тонкие (5–10 мкм) крустификационные пленки на зернах, спаивая обломочный каркас породы в монолитное тело по зонам стыка зерен. Формально такой тип структуры пород похож на структуры кварцитовидных песчаников с крустификационным халцедоновым или люссатитовым цементом.

Алевролиты

При определении размерных пределов зерен, слагающих алевролиты, следует основываться на тех же принципиальных посылках, которые были использованы при определении песков. Если верхним ограничивающим пределом является размер, пограничный с наиболее тонким классом песков – 0,05 мм, то нижний предел может быть выбран в соответствии со свойствами частиц, свободно оседающих в воде, с пределами естественного механического дробления минералов в процессе разрушения и транспортировки материала и с геологически стабильными пределами скоростей движения воды в так называемых застойных зонах. Суммарное действие этих факторов должно определить и естественные границы алевритов, т. е. осадков (пород), сложенных частицами, размеры которых еще столь велики, что в суспензии не позволяют обнаружить свойств, характерных для коллоидов, а в высушенном состоянии не образуют плотно сцементированных масс.

Одним из важнейших факторов природного формирования алевритов является естественный предел механического измельчения минеральных частиц. Наблюдения над осадочными породами и осадками показывают одну весьма важную закономерность: присутствие обломочных минералов с каркасной структурой (главным образом

кварц) обнаруживается во фракциях крупнее 2 мкм (здесь имеются в виду пробы, не прошедшие искусственного механического истирания в ступках). Именно поэтому во многих лабораториях мира и у нас в Советском Союзе принято использовать для изучения глинистых минералов фракцию мельче 2, а не 1 мкм. Проведенные нами лабораторные эксперименты по измельчению флогопита и мусковита в водной среде показали аналогичные результаты. Дроблению подвергались фракции слюд грубой песчаной размерности, загруженные вместе с чистой фракцией кварцевого песка 1–2 мм. Энергичное перемешивание водной суспензии в течение 1 недели позволило получить заметные количества фракций слюд лишь крупнее 2 мкм. Подобные же результаты были получены и при механическом анализе минеральной массы, извлеченной из моренного льда Гренландии (образец был любезно передан А.В Лукьяновым). Продукты естественного измельчения кристаллических пород при движении ледника также не содержали фракций мельче 2 мкм.

По-видимому, природное механическое дробление минеральных масс в водной среде (или в присутствии льда) не позволяет измельчать частицы до размеров меньше 2 мкм, а вода играет роль той обволакивающей "смазки", которая может надежно предохранить от механического разрушения более мелкие частицы.

Не менее интересны и наблюдения над предельными минимальными размерами минеральных частиц, содержащихся в природных осадках. Так, среди продуктов как механического дробления, так и естественной коагуляции коллоидов, участвующих в образовании океанических осадков, содержатся лишь частицы крупнее 2 мкм. Более мелкие частицы появляются в результате химического перерождения осадков (глинообразование). Рассмотрение размерных пределов трепелов также показывает, что минимальным размером трепельных шариков является размер 2 мкм, хотя в поровых выделениях широко представлены глобулярные кремнистые образования и меньших размеров. Таким образом, не только продукты механического дробления, но и продукты коагуляции коллоидов (гель SiO_2 или гидроокислы железа) получают возможность участвовать в процессе седиментации лишь тогда, когда достигают размеров 2 мкм и выше. Это наблюдение позволяет сделать еще одни важный вывод о том, что в природных водоемах, даже в застойных зонах, статистически постоянно (геологическое время) осуществляется режим, удерживающий частицы меньше 2 мкм во взвешенном состоянии.

Суммарное действие перечисленных факторов позволяет провести ограничение нижнего предела размеров алевритовых зерен 2 мкм. Необходимость разделения частиц в интервале размеров 50–2 мкм на два класса (например, алеврит и пыль) остается дискуссионной. Имеющийся в американской литературе термин silt для пылеватых частиц возможно и оправдан. В нашем распоряжении имеется лишь наблюдение над максимальными размерами природной агрегации глинистых частиц (около 20 мкм), образующих "комочки", участвующие в седиментационном процессе в морских и озерных водоемах [Райтбурд, Муравьев, 1962]. Такой же размер имеют и максимально крупные капли коагулированного коллоида (гидроокислы железа в океанических осадках, максимальные размеры трепельных шариков). Однако этих данных нам кажется недостаточно для разделения класса 50–2 мкм на два самостоятельных класса 50–20 и 20–2 мкм. Поэтому в настоящей работе с некоторой долей условности выделяется алевритовая фракция в интервале 50–2 мкм, а осадки и породы, сложенные преимущественно частицами крупнее 2 мкм, но мельче 50 мкм, именуются алевритами (алевролитами). Интервал 50–20 мкм может соответствовать крупному, 20–5 – среднему и 5–2 – мелкому алевриту. В близком пределе размерных интервалов алеврит выделен Х. Фухтбауером [Füchtbauer, 1959] и М. Пикардом [Picard, 1971].

Принятие таких пределов немедленно заставляет относить трепелы в разряд пород с алевритовой размерностью зерен. Это не противоречит визуальным определениям пород и бытующему названию породы "трепеловидный алевролит". Породы, выделяемые под таким именем, содержат доминирующую фракцию 2–50 мкм.

Некоторая некорректность при таком определении пород может иметь место при

определении глин, среди которых часто встречаются "глины" с "алевритовой", а не с пелитовой размерностью зерен, но термин "глина" имеет технологическое значение и призван обозначать свойства породы, не всегда учитываемые при петрографическом определении. Петрографический же смысл имеет термин "пелит". Под этим термином мы понимаем совокупность частиц от 2 до 0,1 мкм (предколлоидные фракции). Дисперсная система, содержащая частицы мельче 0,1 мкм, обнаруживает ярко выраженные коллоидные свойства.

Поликомпонентные, кластические алевролиты в теле глауконитово-кремнистой формации представлены слабо. Если не рассматривать в этом классе пород трепелы, то собственно алевролиты появляются лишь в виде маломощных прослоев между пачкам опок, кремнистых глин и песков.

Обильная вторичная цементация кремнистых глин и агрегирование слагающих их частиц затрудняют использование стандартного механического анализа для петрографических определений и расчленения этого класса пород на глины и алевролиты.

В минеральном составе алевролитов доминируют кварц, слюды, часто присутствует глауконит. Несколько повышено по сравнению с песками количество полевых шпатов (до 10%). В значительных количествах присутствуют глинистые минералы (монтмориллонит, гидрослюды). В ассоциации с биогенными силицитами появляются смешанные породы, содержащие породообразующую примесь панцирей диатомей.

Распространение алевролитов в теле формации ограничено центральными частями циклов. Наиболее обычны пласты и пачки алевролитов, латерально сменяющие диатомиты. В этих случаях в алевролитах отмечается примесь панцирей диатомей. Доля алевритовых пород особенно возрастает в структурно-фациальных зонах, удаленных от береговой линии, или в краевых впадинах (Прикаспийская впадина).

Глины (в том числе кремнистые)

Глинистые породы, состоящие из частиц пелитовой (и мельче) размерности, представлены в основном бентонитами.

Бентониты глауконитово-кремнистой формации образуют линзы, прослои и отдельные пласты внутри циклов на разных уровнях и контактируют практически со всеми другими типами пород. Этим объясняется и наличие переходных разностей бентонитовых пород, смешанных с вмещающими песками и образующих песчаные бентониты со специфической текстурой (см. раздел "Опоки"); смешанных с трепелами в пачках флишоидного чередования трепелов опок и бентонитов; смешанных с мелом и образующих карбонатные бентониты и, наконец, смешанных с диатомитами. Поэтому на фоне преобладающего монтмориллонитового состава бентонитов в них обнаруживается в различных количествах примесь терригенного или биогенного состава и примесь трепельного глобулярного опала.

Поскольку мощные пласты бентонитов в теле формации достаточно редки, а преобладают линзы и прослои, имеющие мощность в несколько сантиметров или десятков сантиметров, то в таких слоях практически на всю мощность распространяется зона смешения с подстилающими или перекрывающими породами. С этим связано и разнообразие минеральной примеси в бентонитах, целиком зависящей от типа вмещающих пород. Однако главенствующим признаком, позволяющим выделять бентониты как самостоятельный тип пород, является, помимо состава, их ленточная текстура, сохраняющаяся в фациальных зонах низкой гидродинамической активности или осложненная появлением гнезд песков и алевритов в прибрежных зонах бассейна. Но даже в этих случаях, на фоне пуддинговой структуры породы (пуддинговой текстуры гоя), фрагменты ленточной текстуры бентонита видны достаточно отчетливо. Именно это характерное сочетание ленточной текстуры дисперсной части пород, осложненное рвущими слоистость гнездами и затеками песков, и позволило выделить тип песчаных бентонитов со специфическими текстурами "одноактного формирования", описанными в разделе "Опоки".

В одном случае в теле пластовых кремней (Днестр) нами описаны бентонитовые глины, включающие, помимо главной фазы монтмориллонит – смешанослойный минерал, монтмориллонит–каолинит. Примеси каолинита обнаружено не было.

Среди глин глауконитово-кремнистой формации широко развиты так называемые кремнистые глины. Эта разновидность пород также ассоциирует с опоками, а иногда участвует в пачках чередования с ними ("полосатая серия" сантона на Волге). Размерность частиц, слагающих кремнистые глины, хорошо наблюдаемая при исследовании с помощью сканирующего электронного микроскопа, не обнаруживается при стандартном механическом анализе. Это связано с тем, что в массе кремнистых глин чрезвычайно широко развит процесс вторичной агрегации и при механическом анализе возникает полный набор фракций гравийной, песчаной и алевритовой размерности, зерна которых состоят из агрегатов, сцементированных пленочным опалом. Кремнистые глины как бы заполняют "промежуток" между собственно бентонитами и собственно опоками. В соответствии с этим и в их минеральном составе отмечается присутствие того же набора компонентов, что и в опоках и бентонитах, – монтмориллонит, кристобалит, цеолиты, опал, глауконит, некоторая примесь обломочных зерен, вулканическое стекло, редкие кремнистые биогенные фрагменты, пирит.

В ряде случаев кремнистые глины (как и опоки) оказываются обогащены биогенным карбонатным материалом (кокколиты, фораминиферы) и вторичным пелитоморфным карбонатом.

От описанных образований резко отличаются диатомовые глины (алевролиты), в ряде случаев также описываемые как кремнистые глины. Отличительной чертой диатомовых глин являются отсутствие вторичной агрегации и сравнительно легкая диспергируемость их в лабораторных условиях. Не менее существенным отличием является и их "зернистость" – гранулометрическое распределение слагающих их компонентов смещает эти глины ближе к алевролитовым глинам или к глинистым алевритам, поскольку в их составе в значительных количествах присутствуют сравнительно крупные частицы слоистых силикатов, панцири диатомей и обломочный кварц. Наконец, в минеральном составе диатомовых глин (так же как и всех описанных диатомитов) присутствует каолинит, практически полностью отсутствующий в бентонитах, опоках и в собственно кремнистых глинах. Каолинитовые глины или существенно каолинитовые глины развиты в тесной ассоциации с диатомитами. Они описаны в пачке пород, подстилающей диатомиты, и в виде прослоев, перемежающихся с диатомитами в бассейне Эмбы.

Собственно гидрослюдистые глины в теле формации встречены не были. Существенная примесь гидрослюды (дисперсный глауконит), но в ассоциации с доминирующим монтмориллонитом отмечена в составе слабо опоковидных (кремнистых) глин чеганской свиты (Северное Приаралье).

Геологическое положение бентонитов (главенствующего представителя глинистых пород формации) не регламентировано позицией в теле формации. Пласты бентонитов отмечены в нижней части циклов в разрезах палеогена среднего течения Дона, в Примугоджарье. В средних частях циклов бентониты встречены в толщах писчего мела (Здолбунов, Фокино, разрезы среднего течения Дона), внутри пачек диатомитов (Примугоджарье). В верхних песчаных пачках циклов вероятность сохранения бентонитовых пластов и линз меньше, но и среди песчаных толщ встречены сохранившиеся от размыва линзы бентонитов. Такие линзы описаны в разрезе сызранской свиты в Палатово (Ульяновская область), в царицынской свите на Волге. Бентониты присутствуют в пачках ритмитов (Зикеево, Фокино, Коржевка). Развитие бентонитов в разрезах циклов ограничивается лишь возможностью их сохранения от размыва или от ассимиляции вмещающими породами. При этом важную роль играет мощность бентонитовых пластов, отражающая массу и темп поступления протобентонитового материала в бассейн. Слои малой мощности обычно оказываются загрязненными материалом вмещающих пород (карбонатные бентониты в толщах мела, песчаные бентониты среди песков).

Кремнистые глины тяготеют к низам циклов, залегают среди опок и часто образуют непрерывные ряды перехода опока – глинистая опока – кремнистая глина.

Породы, представляющие собой в первичном состоянии собственно коллоидно-дисперсную фазу, рассмотрены в разделах, посвященных описанию кремней.

Писчий мел, мелоподобные мергели

В ряду глауконитово-кремнистых формаций писчий мел является чрезвычайно характерным образованием. Присутствие писчего мела в наборе пород позволило исследователям [Шатский, 1954] выделять глауконитово-меловую формацию наряду с терригенно-глауконитовой и опоково-глауконитовой. Писчий мел представляет собой породу, сложенную в основном остатками кокколитофорид и предельно (!) литифицированную в условиях крайне малых суммарных мощностей накопленных осадков. Говоря о предельной литификации, я имею в виду не теоретически предельное уплотнение и цементацию пород, а то уплотнение и ту степень цементации, которые оказались предельно возможными в конкретных условиях формирования ряда глауконитово-кремнистых формаций. Нелитифицированные современные кокколитовые илы при их высыхании не обнаруживают свойств писчего мела. Океанические кокколитовые осадки, синхронные писчему мелу (турон–маастрихт), практически не литифицированы.

Кокколитовые осадочные породы, извлеченные с экстремальных глубин (1400 м) на платформе (Прикаспийская впадина), уплотнены и сцементированы значительно интенсивнее, чем писчий мел, и представляют уже не собственно писчий мел, а мелоподобные известняки. Их пористость составляет около 20%, в то время как писчий мел имеет пористость 30–40% и выше. Парадоксальным является то обстоятельство, что чистые океанические кокколитовые илы после высыхания имеют пористость около 30%, хотя их пористость во влажном состоянии составляет 40% и более. Таким образом, простое высушивание на воздухе приводит к резкой усадке кокколитового ила даже без приложения уплотняющих нагрузок. Сохранение писчим мелом высокой пористости может являться свидетельством его литификации во влажном состоянии без серьезного уплотнения. В наборах пород глауконитово-кремнистых формаций присутствует не только чистый писчий мел, но и широкий спектр мелоподобных пород (мелоподобные мергели, кремнистые мергели, карбонатно-кремнистые породы), образующий ряд дисперсных карбонатных пород, сложенных в основном или существенно остатками кокколитофорид.

Меловые (а также мергельные) фации располагаются в центральных частях тела формации. Они как бы отделены от периферийных пород во всем объеме формации как в плане, так и в разрезе. Однако если рассматривать не формационный тип, а конкретные формации, то писчий мел и мелоподобные мергели окажутся не обязательным членом формационного набора пород и некоторые конкретные глауконитово-кремнистые формации (как, например, палеоценовая формация Русской платформы или эоценовая формация Примугоджарья) не включают писчего мела (или мергелей). Однако место писчего мела в теле этих формаций оказывается занятым диатомитами. Таким образом, биогенные фитопланктонные осадки представляют вполне закономерное образование внутри глауконитово-кремнистых формаций. Взаимозаменяемость этого типа отложений (карбонатно-кремнистые фитопланктонные отложения) особенно наглядно проявляется в эоценовой формации Днепрово-Донецкой впадины, где внутри мергельной пачки киевской свиты появляются прослои, обогащенные остатками кремневых планктонных организмов, или даже прослои, в основном сложенные биогенным кремнистым материалом [Каптаренко-Черноусова, 1951]. В некоторых районах (восток Харьковской области) карбонатные фации в киевской свите полностью отсутствуют, и место мелоподобных мергелей здесь занято глинистыми диатомитами. Таким образом, даже внутри единого геологического тела, сформированного в единой структурной зоне (Днепрово-Донецкая впадина), проявляется тенденция взаимозаменяемости планктонных отложений, образующих фациальный ряд внут-

ри формации: карбонатные породы на западе и в центральной части впадины, смешанные - на юге и востоке, кремнистые – на северо-востоке. Такая взаимозаменяемость позволяет рассматривать глауконитово-меловую формацию Н.С. Шатского [1954] в ранге подформации единой глауконитово-кремнистой формации.

Литология писчего мела прекрасно изложена в работе Г.И. Бушинского [1954]. Им отмечены близость состава, текстурных и структурных особенностей мела, развитого в самых различных регионах (Западная и Центральная Европа, Прибалтика, Днепрово-Донецкая впадина, Поволжье). Для проявления текстурных особенностей писчего мела Г.И. Бушинский использовал метод насыщения образцов трансформаторным маслом. Изучение проявленных таким способом текстур показало, что первичные (седиментационные) текстуры мела нарушены многочисленными ходами илоедов, а также при постседиментационном брекчировании. Г.И. Бушинский связывает такое брекчирование с процессами обезвоживания осадка еще на дне водоема и возможного встряхивания дна бассейна. Весьма важной текстурной особенностью писчего мела является относительно небольшая уплощенность ходов илоедов. Эта особенность, отмеченная Г.И. Бушинским и наблюдавшаяся нами во всех разрезах писчего мела, может свидетельствовать об относительно небольшом уплотнении осадка до его консолидации и подтверждает высказанное ранее предположение об относительно ранней литификации мела. Сведение обширного литературного материала и личные наблюдения позволили Г.И. Бушинскому на большом фактическом материале проследить вариации состава писчего мела. Им подчеркивается главенствующая роль кокколитов в составе карбонатной части мела и высказывается ряд предположений о формировании так называемого порошковатого кальцита, образующего иногда значительную часть от массы меловых пород. По справедливому мнению Г.И. Бушинского, бóльшая часть порошковатого кальцита представляет продукт измельчения более крупных карбонатных фрагментов, в первую очередь кокколитов, илоядными животными, а также является результатом диагенетического измельчения органогенных карбонатных остатков.

Использование электронной микроскопии позволило С.И. Шуменко [1970, 1972] показать, что подавляющая масса частиц, образующих порошковатый кальцит писчего мела, сложена фрагментами кокколитов. Таким образом, рассмотрение форменных элементов писчего мела на уровне электронной микроскопии подтвердило важный вывод Г.И. Бушинского.

Одной из наиболее интересных особенностей строения толщ писчего мела является деление его на горизонтальные блоки обычно 0,4–0,8 м мощности. Деление происходит по четким швам горизонтальной или субгоризонтальной отдельности. Эти швы не могут рассматриваться как особенности седиментационной текстуры мела или как следы наслоения, поскольку в редких случаях удается наблюдать схождение таких швов и выклинивание ограниченного ими горизонтального блока. Швы отдельности разграничивают горизонтальные пласты мела, обладающие различной текстурой, в различной степени насыщенные ходами илоедов, брекчированные и небрекчированные по системе субвертикальных трещин, брекчированные по вертикальной системе трещин и во всем объеме и т. д. Кроме того, именно к швам отдельности приурочено сосредоточение подавляющей массы кремневых желваков, столь показательных для карбонатных пород верхнего мела Белоруссии и Украины и широко распространенных в меловых породах Западной Европы [Tarr, 1926; Buurman, Plass, 1971; Kennedy, Juignet, 1974]. Приуроченность кремней к швам отдельности мела отмечена на Кипре [Robertson, 1977], в Израиле [Фербридж, 1971]. Таким образом, наличие горизонтальных швов отдельности и приуроченность к этим швам желваковых кремней можно считать повсеместно распространенной особенностью писчего мела. Приуроченность кремней к швам отдельности писчего мела отмечена во всех изученных нами зараженных кремнями разрезах (Гродно, Малорита, Здолбунов, Вишневая Гора, Кременец, Изюм). Показательно, что в сеноманских мелоподобных мергелях Приднестровья отсутствуют горизонтальные швы отдельности и одновременно кремни распределены хаотически в массе массивных мергелей (Озарницы, Нагоряны, Серебрия, Могилев-

Подольский). Писчий мел центральных районов Русской платформы, Дона, Поволжья, Общего Сырта лишен кремней, хотя горизонтальная отдельность свойственна для писчего мела перечисленных районов (разрезы Фокино, Зикеево, Вольск, Копанище, Кортояк, Мамон, горы Ичка).

Препарировка плоскостей швов отдельности, к которым приурочены лепешковидные желваки кремней, дает возможность установить своеобразные взаимоотношения вмещающего мела и кремневых желваков. Вскрытие такой плоскости и изучение ее в плане было проведено в карьере Здолбунов. На верхней ограничивающей плоскости

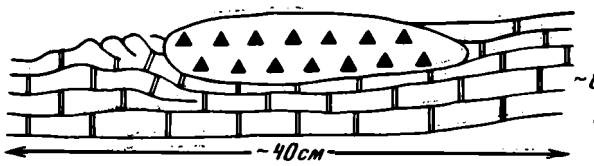


Рис. 22. Однонаправленная гофировка писчего мела перед фронтальной частью остановившейся "капли" кремневого геля (лепешковидный желвак халцедона – черное)

плиты мела, являющейся неким плоским основанием, на котором размещены лепешковидные кремневые желваки, обнаруживается своеобразная однонаправленная гофировка верхней зоны мела перед каждым желваком (рис. 22). Гофировка мела в наблюдавшемся нами случае расположена всегда в северной части кремневой капли. Собранная в складки пленка протомелового ила образует при этом как бы барьер перед фронтальной частью перемещающейся гелевой капли (будущего кремневого желвака).

Стратифицированность кремневых желваков в меловых толщах, отмеченная многими исследователями, прекрасно иллюстрируется данными Г.И. Бушинского [1954], описавшего в коньякском мелу Донбасса пластины кремней, занимающие многие квадратные километры. Такие кремни залегают согласно по плоскостям наслоения мела и в плане представляют дырчатую рваную пластину с многочисленными пережимами и раздувами. Таким образом, стратифицированные округлые или лепешковидные желваки, стратифицированные и часто сросшиеся желваки рагульчатой формы и кремневые пластины образуют единый ряд кремнистых образований, различающихся лишь степенью разобщенности и степенью деформированности первичной пленки кремневого геля или первичных гелевых "капель". Плоская пространственная система гелевой природы, образующая пленочный покров, может быть сплошной, разорванной, разобщенной на отдельные сросшиеся или несросшиеся пластины и в свою очередь претерпевает на стадии геля деформации сплющивания, выжимания и т. д. Приуроченность кремней в меловых толщах к плоскостям (швы) отдельности массивного мела позволяет рассматривать такие плоскости в качестве характернейших индикаторов геологической обстановки в эпохи формирования писчего мела.

По-видимому, плоскости отдельности (швы) знаменуют некоторые этапы, прерывающие плавный ход накопления карбонатного осадка. Не исключены и локальные смещения масс карбонатного ила по этим швам, однако следов завихрений, текстур

Таблица 3

Содержание нерастворимого остатка в мелу в зоне швов отдельности, %

Положение образца	Здолбунов			
	102/73	104/73	106/73	107/73
В зоне шва	3,7	2,1	2,0	11,4
Выше шва	2,2	2,0	1,2	5,0
Ниже шва	3,2	2,1	1,3	8,9

* Образцы, взятые в швах отдельности мела, к которым приурочены кремни.

подводного оползания и т. п., следов турбулентного перемещения осадка в зоне швов нами обнаружено не было. В пользу локальных смещений осадка (протомела) по плоскостям, определяющим блоковую отдельность мела, говорит встречающееся схождение таких плоскостей (швов) и выклинивание блоков мела между ними. Может быть высказано предположение об импульсных встряхиваниях дна бассейна, вызвавших некоторое смещение масс ила и, возможно, сопровождавшихся кратковременным изменением типа вещества, участвовавшего в седиментации. Во всяком случае, наблюдавшееся в зоне швов обогащение мела глинистым материалом, приуроченность желваков кремней почти исключительно к плоскостям отдельности (швам) свидетельствуют о кратковременных, но резких изменениях геологической обстановки, сопровождавшихся появлением нового типа материала.

В качестве примера можно рассмотреть содержание нерастворимого остатка, выделенного из мела в миллиметровой пленке шва и в подстилающем и перекрывающем мелу в зоне одного сантиметра над швом и под швом соответственно (табл. 3). Табл. 3 показывает, что в зоне проявляется отчетливая тенденция к обогащению мела нерастворимым остатком. Различие состава мела от блока к блоку между швами иллюстрируется также изменением количеств нерастворимого остатка в составе мела. Опробование было проведено в верхней ступени карьера Копанище (р. Тихая Сосна). При этом если мощность блока не превышала 1 м, из каждого блока бралась единая бороздовая проба, если же превышала 1 м, то блок характеризовался двумя-тремя равновеликими бороздовыми пробами, продолжавшими друг друга.

Цифровой материал, приведенный в табл. 4, показывает неравномерную насыщенность мела нерастворимым осадком. При этом общая зараженность всей толщи мела нерастворимыми минеральными компонентами (главным образом монтмориллонитом) не обнаруживает резких колебаний от блока к блоку. Сопоставляя данные табл. 3 и 4, можно видеть, что даже при сравнении сантиметровых зон, прилегающих к швам отдельности, имеет место не резкое различие в содержании нерастворимого остатка, а лишь некоторое различие, обнаруживаемое на фоне общей большей или меньшей зараженности мела нерастворимым остатком в данной зоне. Это обстоятельство тем более интересно, что швы, как уже отмечалось, не только визуально делят мел на горизонтальные блоки, но и часто разграничивают блоки с разной текстурой и в первую очередь разграничивают блоки мела, в разной степени брекчированные. Таким образом, седиментационные особенности мела, связанные с фоновым осадконакоплением (отложение биогенных фрагментов, добавка терригенной или вулканогенной примеси), меняются достаточно плавно. Экстремальные же изменения условий седиментации и появление нового типа осадочного вещества приурочены лишь к некоторым кратким и повторяющимся моментам времени. Такой вывод подтверждается и тем, что в составе нерастворимого остатка мела практически всегда присутствует некоторое количество каолинита. В то же время нерастворимый остаток из зоны швов не содержит каолинита, равно как и глинистые (бентонитовые) прослои в мелу также не содержат уловимых количеств каолинита. Глинистые минералы в зонах швов отдельности представлены монтмориллонитом.

	Гродно			
111/73	117/71*	119/73	120/73*	122/73*
3,5	2,8	4,6	6,8	7,4
3,8	1,5	3,2	3,0	1,7
3,1	2,8	2,0	4,2	2,5

Таблица 4

Содержание нерастворимого остатка в мелу, %

Номер блока снизу вверх	Номер пробы	НО	Номер блока снизу вверх	Номер пробы	НО
1	27/30	3,6	6	33/70	2,7
2	28/70	2,8		34/70	2,5
3	29/70	8,9	7	35/70	2,4
4	30/70	5,3		36/70	2,4
	31/70	4,1	8	37/70	2,0
5	32/70	3,8	9	38/70	2,4
			10	39/70	2,8

Нам представляется, что минимальные горизонтальные смещения пластин верхнего слоя осадка облегчались лишь по плоскостям, обогащенным иным типом осадочного материала (пленки пеплового материала, пленки кремневого геля и т. п.). Подобные тонкие прослои с иными тиксотропными свойствами обеспечивали возможность минимальных смещений (соскальзываний) вышележащих слоев осадка по слабо наклоненному дну или при землетрясении.

Фосфориты

Фосфориты глауконитово-кремнистой формации представлены пластовыми гомогенными телами, стратифицированными цепочками желваков, песчанистыми образованиями с фосфатным цементом, окатанными галечками песчаных фосфоритов, сложно построенными телами замещения писчего мела, псевдоморфозами по биогенным остаткам, телами выполнения пустот, ходов илоедов и т. п. Генетическая природа фосфоритов глауконитово-кремнистой формации чрезвычайно разнообразна, а вмещающие, сопутствующие, замещенные и сцементированные фосфатами породы столь различны, что искать единый механизм образования фосфоритов весьма сложно. Однако эта задача облегчается при рассмотрении геологической позиции фосфоритовых тел и позиции их внутри циклов глауконитово-кремнистой формации. В теле формации фосфориты залегают в основании циклов.

Гомогенные пластовые и линзовидные тела фосфоритов отмечены внутри хоперского горизонта. Граница между пластом железной руды и фосфоритом достаточно четкая, можно наметить лишь 2–5-миллиметровую зону перехода, образованную колломорфным кремнеземом с железистым пигментом, выше которой располагаются серые и массивные фосфориты. Тело фосфорита образовано сложным прорастанием опала, опалово-кристобалитовых леписфер и ультразернистого пелитоморфного фосфата кальция (рис. 23). Доля фосфатного вещества резко нарастает вверх по разрезу и уже на уровне 3–4 см над контактом с железной рудой достигает 40–60% (площади шлифа), количество P_2O_5 в фосфорите – 30–35%. Мощность фосфоритового слоя переменна, что связано, по-видимому, как с размывом, так и с замещением фосфоритов гидроокислами железа. Нами отмечены мощности фосфоритов 22–25 см (хут. Бесплемянный), А.Д. Архангельским [1933] описаны пласты фосфоритов мощностью в десятки сантиметров, Н.Т. Зонов и Ю.А. Петрокович [1934] установили линзы фосфоритов более метра мощностью.

Появление внутриформационных перерывов и поверхностей размыва весьма характерно для базальных пачек глауконитово-кремнистой формации. Стратифицированные желваки песчанистых фосфоритов, залегающие в основании разреза палеогена в районе ст. Базковская (Дон), появляются на трех уровнях в метровом базальном слое. Вместе с желваками фосфоритов присутствуют галечки кремней, гравийные частицы кварца и окатанные глинисто-железистые образования размерами до 1 см.

Массивные глауконит-кварцевые песчаники с гомогенным фосфатным цементом об-

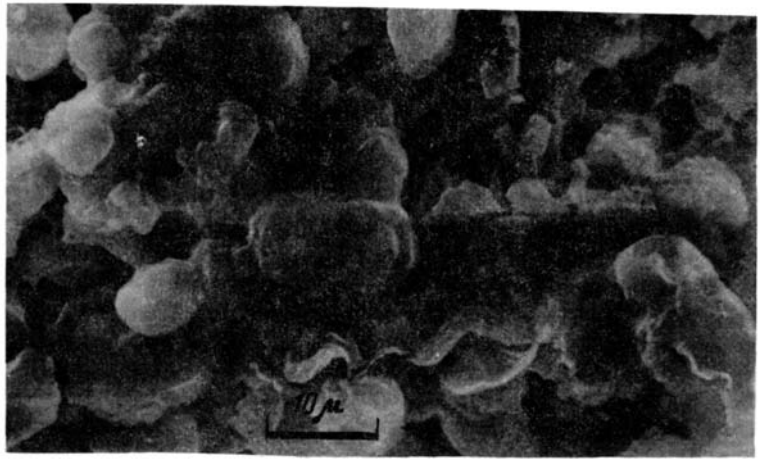


Рис. 23. Наноструктура белого пластового фосфорита (хоперский горизонт). Растровый электронный микроскоп

разуют базальный слой камышинской свиты в районе с. Рызлей на р. Канадейка (Ульяновская область). Фосфатные песчаники имеют мощность 0,6–0,7 м, интенсивно прокрашены железистым пигментом. Над ними располагается слой глауконит-кварцевых песков, включающих тела неправильной формы песчаников, с опоковым цементом.

Губковый слой основания сантона (среднее течение Дона) образован скоплением фосфатизированных обломков губок, приуроченных к уровню 5–10 см над поверхностью размыва туронского мела. В базальном слое сантона отмечены гальки и остроугольные обломки мела, обрамленные фосфатизированными каемками с цеолитами и железистым пигментом. В цементации базального слоя участвуют пленочный и массивный опал и скопления опалово-кристобалитовых леписфер.

Базальная пачка палеогена Примугоджарья в разрезе по р. Тык-Бутак сложена глауконитовыми песками и песчаниками, включающими стратифицированные гальки кремнисто-фосфатного состава. Наряду с фосфатными гальками в этом слое присутствуют гальки кварцитов и песчаников. В отдельных участках базального слоя встречены тела неправильной формы до 30–40 см, образованные хаотическими сгруженными массивами глауконитового песчаника с кремнистым цементом, рваными блоками коллофана (до 3–5 см) и остатками костного фосфата.

Песчаники с крустификационным фосфатным цементом отмечены в пачке кварц-глауконитовых песков основания эоцена (правобережье Дона в районе устья р. Хопра). В этом разрезе два пластообразных тела песчаника с фосфоритовым цементом прослеживаются внутри хорошо отсортированных кварц-глауконитовых песков. Один из пластов сцементирован фосфатом кальция, второй – фосфатом кальция, люссатитом и пленочным опалом.

Фосфориты, замещающие мел, описаны непосредственно под хоперским горизонтом в штольне Исновой у хут. Ржавский и в обрывах около хут. Бесплемянный. В этих районах приповерхностная зона в кровле сантонского мела на глубину 10–20 см пронизана телами сложной конфигурации, представленными пелитоморфным фосфатом кальция. Переходы в писчий мел постепенны, и каждый желвак сложной конфигурации отделен от собственного мела зоной перехода 0,5–1 см, внутри которой наблюдается возрастание доли фосфата кальция за счет замещения писчего мела.

Желвачки фосфоритов включаются в песчаный мел основания турона в районе устья р. Тихая Сосна, в меловых карьерах Фокино и Здолбунов. В этих районах зараженный фосфоритами слой песчаного мела имеет мощность 0,2–0,5 м. Слой плавно сменяется писчим мелом.

Обычно пласты фосфоритов, равно как стратифицированные желваки, приурочены к основаниям циклов, а следовательно, механизм, порождающий накопления фосфоритов, т. е. пород, в которых фосфат кальция выступает в качестве породообразующего компонента, срабатывал лишь на определенном этапе развития цикла. Это выжнейшее положение позволяет сосредоточить внимание на тех причинах, которые ответственны за формирование глауконитово-кремнистой формации в целом, и на причинах и факторах, определивших появление обособленного парагенеза пород, образующего базальные пачки циклов.

Вопросы образования фосфоритов рассмотрены в многочисленных работах [Бушинский, 1963, 1969; Бродская, 1974; Казаков, 1939; Гиммельфарб, 1952; Шатский, 1955; Михайлов, 1971, 1974, 1976; Батурин, 1978; Ames, 1959]. Поскольку фосфатообразование развито в различных геологических условиях, а фосфориты приурочены к весьма разным формациям, мы не будем анализировать всего многообразия условий фосфоритонакопления, а те выводы, которые будут сделаны в отношении фосфоритов, относятся лишь к частному случаю появления фосфоритов внутри глауконитово-кремнистой формации.

А.С. Михайлов [1971, 1974], исходя из предпосылки равновесности системы карбонат кальция – фосфат кальция, приходит выводу о том, что осаждение фосфатов происходило при снижении величины pH в бассейне. А.С. Михайлов предполагает, что такое снижение могло происходить при возрастании в бассейне седиментации концентрации сильных кислот (типа HCl). Анализ равновесной системы типа морской воды позволил А.С. Михайлову [1974] прийти к заключению, что изменение парциального давления CO_2 не приводит к осаждению фосфатов кальция. Эффект садки фосфатов из морской воды может иметь место лишь при снижении концентраций посторонних катионов (что мало вероятно) либо при возрастании концентрации анионов (что более вероятно). А.С. Михайлов рассматривает в качестве наиболее вероятной возможность поступления в морской бассейн кислых компонентов вулканического или иного происхождения или смешение морской воды с водами, имеющими меньшие значения pH.

Приуроченность фосфоритов лишь к базальным частям циклов заставляет искать причину осаждения фосфоритов, проявляющуюся импульсивно и влияющую на механизм седиментации лишь в ограниченные отрезки времени. Поэтому трудно связывать ее с каким-либо фактором, вероятность которого была бы равной или близкой на протяжении всего времени формирования глауканитово-кремнистой формации. В этом смысле биогенная концепция формирования фосфоритов хотя и сохраняет свое значение как один из возможных вариантов, но не может рассматриваться в качестве определяющей для всей формации, поскольку внутри формации присутствуют пластовые гомогенные фосфориты, лишенные каких бы то ни было биоморфных признаков (хоперский горизонт, кварцевые песчаники с крустификационным фосфатным цементом и т. д.). Более того, даже в тех случаях, когда участие биогенного фосфата весьма вероятно, сохраняется ведущий признак – появление фосфоритов в базальных частях циклов.

Приуроченность фосфоритов к базальным слоям циклов, преимущественное отсутствие в них остатков организмов, наличие колломорфных тел фосфатов и кварцевых песчаников с крустификационным фосфатным цементом и ассоциация с вулканокластическими породами (туфы, бентониты, опоки) позволяют допустить хемогенную садку фосфата кальция, в соответствии с геологическим механизмом, рассмотренным А.С. Михайловым [1974]. При этом определяющая роль изменения химизма вод бассейна могла принадлежать газообразным и твердым продуктам вулканизма, а также сопутствующим эксгаляциям. Положение конкретного участка в фациальном профиле определяло наличие одного или нескольких внутриформационных перерывов в самом базальном слое. В прибрежных зонах преимущественного развития песчаных фаций повторение перерывов весьма вероятно. В центральных частях бассейна (меловые фации) слои фосфатов приурочены к перерыву основания цикла.

Наряду с этим нельзя исключать и прямого участия продуктов эксгаляций в образовании фосфоритов [Бродская, 1974].

Диатомиты

Диатомиты – породы, сложенные преимущественно остатками кремнистого фитопланктона (силикофлагеляты, диатомеи) и их фрагментами. Визуальное определение может быть дополнено малой плотностью, незначительной прочностью пород. Однако главное затруднение в определении диатомитов состоит в том, чтобы найти критерии для сохранения названия "диатомит" и за породами, прошедшими литификацию, в ощутимой мере потерявшими пористость и связанную с этим малую плотность. Следовательно, в петрографическое определение породы "диатомит" следует ввести текстурные и структурные критерии, которые позволили бы отчленить породу диатомит от пород, в которых панцири диатомей играют роль наполнителя или добавки, не определяющей генетического названия собственно породы. Такие критерии могут быть выбраны лишь в том случае, если любым возможным методом удастся показать, что фрагменты диатомей образуют главную массу породы. В тех случаях, когда методы дезинтеграции не уничтожают панцири диатомей, это сравнительно просто, но в литифицированных породах, в особенности в породах с кремнистым цементом, можно ориентироваться лишь на подсчет количества фрагментов диатомей на единицу площади. Однако для определения породы можно использовать и ряд косвенных критериев, например текстуру по аналогии с текстурами однозначно определенных диатомитов или парагенезы пород, ассоциирующих с диатомитами. Такой метод пригоден во всяком случае для идентификации пород, залегающих в сходных геологических условиях и, следовательно, находящихся на близком уровне эпигенетического изменения. В нашем случае задача упрощается в связи с тем, что рассматриваются породы одной формации.

При исследовании известных диатомитов различных месторождений Примугоджарья, диатомитов района Инзы или Сенгилея удается во всех случаях установить одну общую закономерность: текстуры диатомитов ленточные и, следовательно, отражают условия седиментации в спокойной обстановке. В фациальном профиле диатомиты замещаются диатомовыми глинами или диатомовыми глинистыми алевролитами, также обладающими ленточными текстурами, различимыми как визуально, так и при изучении шлифа. Появление тонкозернистых песчаных прослоев в толщах диатомитов сопровождается погрублением включенного в них биогенного материала. В таких прослоях отмечается лишь примесь панцирей наиболее крупных диатомей, возрастает количество радиолярий, появляются обломки спикул. Биогенный материал распределен в структуре породы статистически равномерно. Эти наблюдения не противоречат имеющимся данным об условиях и темпах накопления диатомитов.

В минеральной ассоциации диатомитов и диатомовых глин во всех случаях отмечен каолинит.

Совокупность изложенных данных позволила в пределах изученных регионов определить как диатомиты не только породы широко известных месторождений (Инза, Сенгилей, Киргизское, Кундузды), но и вторично окремнелые плотные разности диатомитов на Общем Сырте (гора Ичка) и вторично окремнелые плотные разности в месторождении Кудук (бассейн Эмбы). Зоны окремнения в кровле диатомитов и появление прочных опоковидных диатомитов отмечено и в Сенгилее, и в Инзе непосредственно под перекрывающими их кремневидными опоками. Во всех случаях сцементированные диатомиты обладают текстурами и структурами несцементированных диатомитов, хотя в приконтактных зонах с перекрывающими опоками они столь крепки, что при полевом описании могут быть отнесены к опокам.

В разрезе циклов диатомиты приурочены к верхним горизонтам и перекрываются песками, песчаниками или пачками флишоидного чередования трепелов, кремневидных опок и песков. В последнем случае появляется вероятность встречи в переходной зоне пластов перемытых песчанистых диатомитов или опоковидных диатомитов, сцементированных кремнеземом под слоями кремневидных опок.

Химический состав диатомитов отличается значительными колебаниями основных компонентов, что связано в первую очередь с наличием механической примеси.

Спикуловые породы

Спонголиты (спикуловые породы), в строгом смысле этого определения, встречены лишь в отдельных участках, среди спикуловых песков или других пород. Обычно обломки спикул лишь в той или иной мере обогащают кварцевые, глауконит-кварцевые пески или трепелы, но не составляют главной породообразующей массы. Так, в спикуловом песке из месторождения Экибастуз, любезно переданном для исследования У.Г. Дистановым, собственно обломков спикул содержится 36% от массы породы, остальная же часть сложена зернами кварца, глауконита, примесью глинистых минералов. Методами подсчета в наиболее обогащенных спикулами трепеловидных породах сеномана Приднестровья определено количество спикул, занимающее от 20 до 30% объема пород. Остальная часть их представлена зернами кварца, глауконита, трепельными шариками и массой цементирующего вторичного кристобалита или халцедона.

Среди описываемых пород можно выделить два петрографических типа спикуловых образований. В первом спикулы участвуют в сложении сцементированной или несцементированной породы в неизмененном виде с сохранением в составе биогенного опала высоких количеств воды. Во втором – спикулы обезвожены, что сопровождается изменением их очертаний и прозрачности. Даже визуальный просмотр под лупой или бинокуляром позволяет установить матовость и отсутствие стеклянной прозрачности измененных спикул. Исследование же их с помощью сканирующего электронного микроскопа дает возможность наблюдать как бы замещение тела спикул системой сросшихся глобулярных образований, аналогичных трепельным шарикам. Более подробно этот процесс рассмотрен в главе третьей.

Неизмененные спикулы, содержащиеся в породах в качестве породообразующего компонента, встречены в палеогеновых спикулово-диатомовых песках Примугоджарья на стыке фаций диатомитов и песков. Неизмененные спикулы присутствуют также в палеогеновых опоках и диатомитах Поволжья. Измененные и неизмененные спикулы совместно встречены во всем диапазоне изученных разрезов от сеномана (Приднестровье) до палеогена (Поволжье, Примугоджарье). Однако в палеогеновых отложениях измененные спикулы появляются лишь в кварцитовидных песчаниках. Комплекс только измененных спикул встречен в сочетании с халцедонизированными спикулами в кремнистых песчаниках сеномана Приднестровья. Наконец, в карбонатных породах верхнего мела и в патине кремней, заключенных в мергелях или трепелах, отмечено присутствие полностью халцедонизированных спикул.

В разрезах циклов резко обогащенные спикулами породы появляются над базальными пачками глауконитовых песков (или песков с фосфоритами). Спикуловые породы перекрываются кремнями, трепелами или песками. Таким образом, в разрезах глауконитово-кремнистой формации спонголиты занимают то же место, что и другие биогенные породы (диатомиты, мел). Они являются как бы фациальной разновидностью биогенной пачки, сменяющей по простиранию кремнистые или карбонатные биогенные отложения.

Опоки

Термин "опока" употребляется для обозначения крепких, но легких (плотность 1,2–1,8) кремнистых пород. По М.С. Швецову [1958], этим термином обозначаются "более крепкие трепелы". Л.В. Пустовалов [1940] определяет опоку как "твердую кремнистую породу с раковистым изломом, острыми режущими краями и матовым блеском, с плотностью 1,15–1,8". По Петрографическому словарю [Левинсон-Лессинг, Струве, 1963], опоки – это легкие темно-серые органогенные отложения, состоящие преимущественно из водного кремнезема. Перечисленные определения "не петрографичны" и создают некоторую неопределенность в понимании породы "опока".

Опоки как самостоятельный тип пород выделены среди молодых платформенных образований. В пределах Центральной Европы, на Русской и Сибирской платформах эти породы широко распространены и сосредоточены главным образом в интервале разреза от сенона до эоцена включительно.

Среди большого разнообразия опок еще при полевом описании можно выделить различные их типы, отличающиеся прочностью, цветом, характером поверхности скола и тому подобными признаками. На основании внешних признаков Я.В. Самойлов и Е.В. Рожкова [1925] выделили "мягкие опоки", тесно сопряженные в разрезах с "крепкими опоками". М.С. Швецов [1958] предполагал, что крепкие опоки являются продуктом местного, более полного окремнения мягких разностей пород. Однако наши наблюдения позволяют выделить специфический тип кремневидных опок, появляющихся в ассоциации с мягкими опоками и обладающих рядом особенностей. Так, кремневидные опоки образуют как пласты, так и цепочки желваков, разделенных мягкими опоками. Латеральные переходы между массой мягкой опоки и желваками креневидной опоки плавные, равно как и вертикальные переходы слоя кремневидной опоки или желваков кремневидных опок во вмещающие их мягкие опоки также плавные. Пачки чередования мягких и крепких опок построены по принципу пачек ритмичного чередования трепелов и кремней. Обычно появление таких пачек (ритмитов) приурочено к верхним частям циклов, в то время как пластовые опоки некремневидного облика с землистой поверхностью скола расположены в низах циклов. Между этими типами опок наблюдаются пачки алевролитов и биогенные наноплактонные породы. Наконец, детальные петрографические исследования позволяют рассматривать "мягкие опоки" в ряду трепелов, а разную степень прочности мягких опок следует интерпретировать как разную степень цементации трепелов. В этом смысле вывод М.С. Швецова справедлив, но он относится лишь к ассоциации "мягких и крепких опок", занимающих свое собственное геологическое положение в разрезах.

Внешний облик кремневидных опок, их приуроченность к верхним частям циклов, ассоциация с трепелами и участие в пачках флишоидного чередования опок и трепелов сближают эту разновидность опок с кремнями.

Наряду с этим имеется и ряд признаков, сближающих кремневидные опоки и собственно опоки. Это в первую очередь их низкая плотность, опалово-кристобалитовый состав и наличие переходных разностей между кремневидными опоками и опоками с землистой поверхностью скола.

Помимо чистых разностей опок, в кремнистых толщах присутствует большое число разновидностей опоковидных пород, в той или иной мере содержащих примеси различных минеральных компонентов. Во всех случаях, когда колломорфное гомогенное кремнистое вещество, характеризующееся высокой прочностью и в то же время высокой пористостью, образует преобладающую массу породы, принято говорить об опоках или о песчанистых, глинистых и тому подобных разностях опок. Если же такие характерные для опок признаки, как гомогенность, высокое содержание кремнезема, легкость, прочность и т. п., породой частично утрачиваются, но еще сохраняется ряд особенностей, сближающих рассматриваемые породы с собственно опоками, употребляется термин "опоковидные породы" (песчаники, глины и т. д.).

При рассмотрении вопроса о генезисе опок вряд ли можно ограничиться даже самым детальным рассмотрением лишь наиболее чистых их разновидностей. Чрезвычайно большую информацию дают исследование рядов пород, формирующихся на стыке фаций, характер переходов по латерали, взаимоотношение с подстилающими и перекрывающими породами, правомерность или запрещенность тех или иных минеральных примесей и т. п.

Литологическое своеобразие опок привлекло внимание геологов к расшифровке причин, способных породить этот тип пород. Участие в сложении опок различных кремневых биогенных фрагментов (спикулы, остатки диатомей и радиолярий) и общая обогащенность опок кремнеземом позволили многим исследователям сформулировать биогенную гипотезу их происхождения. Эта гипотеза, развитая в трудах Я.В. Самойлова, Е.В. Рожковой [1925], Н.М. Страхова [1965], исходит из предпосылки вторичного перераспределения биогенного кремнезема в процессах диагенеза и эпигенеза. Факт нахождения в опоках остатков кремневых организмов хорошей сохранности интерпретируется как следствие резко неодинаковой растворимости таких остатков. При этом различия в

растворимости должны иметь место, с одной стороны, между спикулами губок, остатками диатомей и радиолярий и, с другой стороны, только между остатками одной группы организмов. Хорошо сохранившиеся панцири диатомей, раковины радиолярий и спикулы обнаруживаются в опоках. Опоки и биогенные силициты сосуществуют в единых разрезах и ассоциируют с идентичными подстилающими и перекрывающими породами. Правда, отмечается некоторое запаздывание биогенных силицитов во времени. В пределах Примугоджарья опоки тяготеют к нижним частям акчацкой свиты эоцена, а пласты диатомитов сосредоточены в ее верхах (см. рис. 8). В разрезе Сенгилея (см. рис. 13) диатомиты также залегают выше опок. Аналогичная последовательность отмечена М. Брамлетом [Bramlette, 1946] для формации монтрей в Калифорнии, В.П. Казариновым [Казаринов и др., 1969] для палеогена Западно-Сибирской низменности, Н.Г. Бродской [1966] для миоцена Сахалина, В.И. Гречиным [1971, 1976] для миоцена Западной Камчатки.

Различия стратиграфического положения пластов опок и биогенных силицитов практически не меняют их относительной геологической позиции. Во всех упомянутых случаях пласты биогенных силицитов ассоциируют с тем же фациальным набором пород, что и нижележащие опоки, хотя в миоценовых отложениях молодых вулканических областей и отмечается резкое возрастание доли туфов в низах разреза.

Суммарные мощности палеогеновых отложений Примугоджарья и Поволжья столь незначительны, что изменения геоморфологического положения различных участков в плане многократно компенсируют различия в условиях дренажа, обилия фильтрующихся вод, в глубинах погружения и тому подобных факторов, способных повлиять на эпигенетическую или гипергенную переработку первичного кремневого материала осадка. Малые мощности палеогена и ассоциация силицитовых пород с идентичными вмещающими породами не позволяют допускать каких-либо заметных различий и в характере бассейна в период отложения опок и биогенных силицитов. Наконец, в опоках наблюдаются сравнительно редкие раковины и обломки раковин, панцири диатомей и радиолярий, спикулы губок прекрасной сохранности и полностью отсутствуют какие бы то ни было полурастворенные реликтовые формы кремневых организмов.

В фациальном профиле глауконитово-кремнистой формации опоки обычно занимают положение между фацией прибрежных песков и глинистыми или мело-мергельными фациями открытого моря. На контакте с песчаными фациями среди опоковых образований чрезвычайно широко распространена большая гамма пород, характеризующихся различными соотношениями собственно колломорфного кремнистого вещества и включенными в него зернами глауконита, тонкодисперсными частицами глинистых минералов и обломочными зернами песчано-алевритовой размерности. При всем разнообразии этой группы силицитовых пород общим для них является один очень важный текстурный признак. При раскалывании образца существенно опокового состава не обнаруживается четких плоскостей скола. Уровни, соответствующие плоскостям наслоения, выявляются не в виде четких плоскостей, а представляют некоторую бугорковатую поверхность, прекрасно различимую невооруженным глазом. Отдельные элементы этой поверхности сложены различным материалом — песчаными частицами и глауконитом, сгруженными на коротких промежутках, отпрепарированными участками линз алевритов, обогащенных чешуйками аллогитигенной слюды, или же чистой опокой.

Такое распределение материала является характерным не только для платформенных опок. В.И. Гречин [1971] отмечает гнездовидные скопления песчано-алевритового материала в миоценовых опоках Камчатки. Соотношение масс различного по зернистости материала определяет название конкретной породы. В песчаниках с опоковым цементом непременным членом являются редкие гнезда, выполненные чистой опокой и практически лишенные песчаных зерен, а в опоках (даже в достаточно чистых разностях) в пределах пласта можно встретить гнезда песка или слюдистого алеврита. Все же промежуточные разности пород характеризуются различным соотношением гнезд опокового и песчано-алевритового состава. В отличие от обычной седиментационной слои-

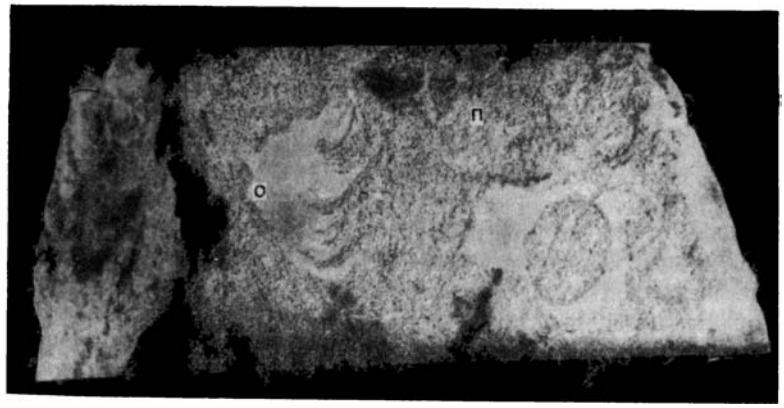


Рис. 24. Взаимоотношение песчаных гнезд (п) и опоковой массы (о) в песчаной опоке

стости с ровными поверхностями раздела фаз, различающихся по гранулометрии, в опоках не наблюдается геометрически правильного обособления различного гранулометрического материала. Сгружение песчано-алевритовых зерен происходит в некотором объеме изолированными гнездами, обладающими прихотливыми очертаниями (рис. 24), а размещение таких гнезд не приурочивается к какому-то единому уровню. Текстура опок в целом имеет как бы пуддинговый характер.

Генетическая интерпретация такой текстуры встречает ряд затруднений. В первую очередь обращает на себя внимание одновременное присутствие песчаного (или алевритового) материала и соизмеримых масс второй фазы породы, обладающей в момент седиментации весьма высокой дисперсностью. Не приходится говорить об отсутствии седиментационной сортировки для каждого из элементов породы, взятого в отдельности. Внутри достаточно крупных сантиметровых и более песчаных гнезд в опоках обломочный материал представлен почти одноразмерными зернами. Вмещающая масса опок также образует гомогенную массу. Даже изолированное рассмотрение песчаных и опоковых гнезд внутри опокового пласта не позволяет установить какой-либо закономерности в распределении этих двух элементов, составляющих породу.

Формирование описанных текстур можно представить лишь в том случае, если исключить "стадию разбавленной суспензии" первичного седиментационного силицита (опоки), а допустить участие в седиментационном процессе сразу весьма концентрированной суспензии (или достатоно плотного геля), способной удержать в своей массе крупные гнезда инородного состава. Мгновенное обрушение такой суспензии может разрушить седиментационные текстуры уже сформированных песков или алевритового ила, расчленить пески (алевриты) на некоторые, часто крупные элементы. Включение таких элементов в массу густой суспензии может создать текстуру песчаных опок, точно также и привнос новых порций песчаного материала может привести к значительному проникновению обломочных зерен в массу уже осевшей суспензии с образованием опоковидных песчаников. Однако в обоих случаях исключается какое бы то ни было равномерное перемешивание тонкодисперсной фазы протоопоки и грубодисперсной фазы песка (или алеврита). Другими словами, мы должны допустить геологически мгновенное одноактное формирование опок и исходить из предпосылок о взрывном включении в процесс седиментации весьма крупных масс тонкодисперсного материала. Явления подобного рода имеют место при образовании селей, турбидитов или подводных оползней, но при рассмотрении всей совокупности данных о распространении, составе, структурах и текстурах платформенных опок механизмы подобного рода не могут быть привлечены. Чрезвычайно важным обстоятельством здесь являются приуроченность описанных текстур только к пластам опок и отсутствие таких текстур в смежных пластах вмещающих пород.

В ряду глинистых опок и алевритово-глинистых биогенных силицитов можно выделить разновидности пород с переменным содержанием глинистой части, но и в этих случаях в глинистых опоках сохраняются брекчиевидные структуры, гнездовидное распределение фрагментов пород с тонкодисперсной (опоковой) и грубодисперсной структурой.

Сохранность остатков диатомей, радиолярий и спикул в диатомовых глинах и глинистых алевролитах также не отличается от сохранности их в собственно диатомитах. При рассмотрении ряда органогенный силицит – песчаник можно отметить две особенности. Первая заключается в том, что при переходе к песчаным породам с примесью остатков кремневых организмов все большее значение приобретают наиболее крупные и прочные фрагменты кремневых скелетов. Если в рассматриваемых нами примуголжарских палеогеновых диатомитах доминируют остатки диатомовых водорослей, а раковины радиолярий и спикулы присутствуют в меньшем количестве и представлены мелкими обломками, то в песчанистых разностях остатков диатомовых почти не встречено, а наряду с обломочными зернами встречаются многочисленные крупные (соизмеримые с песчаными зернами) фрагменты кремневых спикул. Распределение органогенных и обломочных зерен в породах статистически равномерное. Таким образом, в ряду диатомит (спонгилит) – песчаник петрографические особенности всех промежуточных разностей пород подчинены динамике среды седиментации, а описанные выше брекчиевидные текстуры весьма показательны для опок и полностью отсутствуют в диатомитах.

Вторая особенность заключается в том, что в диатомитах и во всем ряду пород фациального профиля диатомит–песчаник постоянным компонентом их глинистой части является каолинит, в то время как в опоках, а также в песчанистых, глинистых опоках каолинит отсутствует. Таким образом, текстурные, структурные признаки и минеральный состав опок и диатомитов не роднят эти породы, а разобщают.

Изложенные данные не позволяют принимать органогенные кремневые постройки в качестве исходного сырья для последующей трансформации его в гомогенную кремневую фазу опок.

Абиогенная гипотеза формирования опок рассмотрена в работе В.П. Казаринова и др. [1969]. В качестве источника кремнезема в этой работе принимаются коры выветривания. Основная аргументация возможности образования хемогенных силицитов, генетически связанных с коровым процессом, базируется на том, что при выветривании и разрушении силикатов освобождается значительная масса кремнезема, удаляемая из кор выветривания. Дальнейшая судьба этого кремнезема в процессе переноса оставлена без рассмотрения. Не рассмотрены также и механизмы хемогенной садки кремнезема из вод морских бассейнов. Однако при критическом разборе биогенных гипотез В.П. Казаринов привлекает внимание читателя к фактам несовместного нахождения в разрезах опок и биогенных силицитов, подчеркивая стратиграфическую несинхронность этих пород и тяготение диатомитов и радиоляритов к более верхним горизонтам толщ, в то время как опоки в тех же толщах сосредоточены в нижних частях разреза. Отмеченная закономерность интерпретируется В.П. Казариновым как следствие убывающей во времени массы кремнезема, поступающего в бассейн седиментации. По его мнению, при весьма интенсивном привносе кремнезема организмы не успевают усвоить всю массу и биогенная садка кремнезема количественно оказывается задавленной массой кремнезема, высаживающейся из вод хемогенным путем. Лишь на затухающей стадии коробразования, когда в бассейн поступают "остатки" кремнезема, биогенное извлечение его из вод бассейна уносит практически всю избыточную массу кремнезема и опоки сменяются биогенными силицитами.

Возможность хемогенного извлечения кремнезема из растворов рассмотрена Х. Хардером [Harder, 1965], который экспериментально показал, что осаждение кремневого геля может происходить не только из насыщенных, но также и разбавленных растворов. Механизм, рассмотренный Х. Хардером, может казаться достаточно убедительным, но связь хемогенных силицитов с корами выветривания требует специального анализа. В самом деле, при развитии процесса выветривания формируются не только истинные и

коллоидные растворы, но также и значительные массы минералов, в том числе дисперсных минералов, способных к переносу на значительные расстояния. В первую очередь следует отметить каолинит и свободные гидроокислы глинозема, но именно эти минералы оказываются несвойственными для опок.

На каком же этапе происходит расчленение кремнезема и дисперсных минеральных продуктов кор выветривания , остается неясным, тем более что опоки присутствуют в ассоциации с песками, в том числе с грубыми песками, и во всех случаях каолинит либо отсутствует полностью, либо присутствует в едва уловимых количествах, а главная масса глинистой составляющей опок (и песчанистых опок) представлена монтмориллонитом. Остаются неясными при принятии коровой гипотезы и отмеченные ранее текстурные особенности песчанистых опок, поскольку сколь бы ни был интенсивным вынос растворенного кремнезема из кор выветривания в процессе длительной транспортировки неизбежно смешение его с песчаным или алевритовым материалом и статистически равномерное распределение примесей в опоках или примеси опокового материала в других обломочных породах. Наконец, коровый процесс развивается в некотором отрезке геологического времени и кривая его интенсивности имеет восходящую и нисходящую ветвь, поэтому сосредоточение биогенных силицитов должно быть (по В.П. Казаринову) равновероятным выше и ниже опок. Точно также равновероятное право на существование должны иметь и все переходные типы пород в ряду опоки – биогенные силициты. В реальных же разрезах Поволжья, Дона, Общего Сырта, Примугоджарья присутствуют либо опоки с малым количеством остатков кремневых организмов, либо биогенные силициты, практически лишенные следов растворения биогенных построек и перераспределения кремнезема. В то же время разубоживание и тех и других пород глинистым или песчано-алевритовым материалом наблюдается в самом широком спектре.

При рассмотрении генезиса опок чрезвычайно интересными представляются воззрения И.А. Шамрая [1952а, б, 1965б], высказавшего предположение о формировании опок по цеолитам. И.А. Шамрай на основании анализа большого количества кернового материала и описания естественных обнажений бассейна нижнего течения Дона пришел к выводу, что опоки развиты лишь на водоразделах или на участках развития древнего расчлененного рельефа. В тех же случаях, когда горизонт, содержащий пласты опок, залегает ниже уровня разгрузки грунтовых вод, опоки как тип пород исчезают из разреза и заменяются цеолитолитами. Последние, по описанию И.А. Шамрая, представлены глиноподобными или алевритоподобными породами, сложенными в значительной, часто доминирующей массе цеолитами. По мнению И.А. Шамрая, трансформация цеолитовых пород в опоки происходила под действием гипергенных факторов и в первую очередь была обусловлена интенсивным выщелачиванием цеолитов фильтрующимися метеорными водами. Высказанная точка зрения заслуживает самого серьезного внимания, хотя механизм формирования опок, предложенный И.А. Шамраем, может быть и не единственным. Так, в пределах Саратовского Поволжья в ряде скважин, прошедших толщу палеогена и верхнего мела (скв. 59 ВНИГНИ, Эльтонская опорная скважина и др.), опоки встречены в погруженных зонах.

Во всех случаях поверхности размыва (в том числе древнего размыва) располагаются на много десятков и даже сотен метров выше пластов опок. В Эльтонской опорной скважине пласт чистой опоки описан в интервале 587–592 м (эоцен), а над этим пластом прослеживается непрерывный разрез алевритово-глинистых пород мощностью около 170 м (до кровли палеогена). В скв. 59 ВНИГНИ опока описана в интервале 244–250 м (сантон), ближайшая поверхность размыва располагается на уровне около 110 м (подошва палеогена). Здесь следует отметить, что в описанной опоке из скв. 59 ВНИГНИ присутствуют кристаллики цеолитов (клиноптилолит), в сантонских опоках из обнажений также отмечены цеолиты. Палеогеновые опоки из береговых обрывов Волги и опоки из Эльтонской опорной скважины постоянно содержат редкие цеолиты, сосредоточенные в полостях раковинок радиолярий или в поровых промежутках песчаных гнезд.

В значительных количествах цеолиты встречены и в обнажениях палеоценовых песков правобережья Дона. Присутствие цеолитов как в разрезах погруженных участков верхнего мела–палеогена, так и в обнажениях наряду с фактом установления опок в толщах, не измененных гипергенными процессами, может рассматриваться в качестве аргумента, доказывающего возможность параллельного формирования цеолитов, монтмориллонита, опала и кристобалита из одного и того же исходного вещества.

По-видимому, поверхностное разложение цеолитов имеет место. Но пока трудно оценить масштабность этого явления и повсеместный его характер. Главная же трудность заключается в нахождении непрерывного ряда изменения цеолитолит – опока. Такой ряд нам наблюдать не удалось, и он не описан в работах И.А. Шамрая. Не исключая возможности гипергенного разложения цеолитолитов, можно считать, что формирование основной массы описанных опок происходило не в зонах поверхностного выветривания и образование цеолитов имело место наряду с образованием основной массы опок – рентгеноаморфного опала и кристобалита – по одному и тому же исходному веществу.

Для вывода о генезисе опок чрезвычайный интерес представляют специфические породы, описанные в долине р. Тык-Бутак в Примугоджарье. В этом районе вскрыта толща верхнего палеоцена – нижнего эоцена, представленная чередованием песков, кварцитовидных песчаников, опок, алевролитов, глауконитовых песков и характерных песчаных глин (бентонитов). В приповерхностных оплывших участках обнажений эти глины имеют облик переслаивающихся песчано-глинистых образований. Однако изучение таких пород в свежих сколах позволяет установить в них признаки, уже описанные для песчаных опок. Глинистая составляющая пород резко обособлена от песков, но расположение глин и песков гнездовидное, без какой бы то ни было правильной последовательности расположения гнезд в плане и в разрезе. Песчаные скопления возникают на произвольных уровнях, имеют неправильную форму и представлены хорошо отсортированными разностями. Размеры песчаных гнезд варьируют в пределах 0,5–2 см, разобщающая масса глин (главная масса породы) лишена песчаных зерен, образует монолитные пластинки и линзочки до 4–5 см, соединяющиеся друг с другом и как бы охватывающие сплошной пространственной сеткой вмонтированные гнезда песка. Кровля и подошва таких пород четкая. Всего в разрезе Тык-Бутак описано три таких пласта.

Первый пласт имеет мощность 2, 3 м, залегает с размывом на рыхлом глауконитовом песчанике, изобилующем зубами акул, и перекрыт с небольшим размывом пластом кварцевого песка мощностью около 1 м. Верхние 25–30 см песчаного пласта литифицированы и превращены в кварцитовидный песчаник с четкой плоской кровлей, на котором залегает второй пласт описываемых песчаных глин. Этот пласт имеет мощность около 15 см и на коротком интервале в кровле резко опесчанивается и переходит в следующий пласт кварцевого песка.

Третий пласт описан в нескольких метрах выше по разрезу. Он налегает с размывом на пласт окисленного глауконитового песчаника и перекрыт песчанистой опокой. Плоскость контакта бентонита и опоки неровная, но не эрозионная, а обусловленная изменением прочности породы. На сравнительно коротком участке (3–4 см) масса глин сменяется опокой. Текстура породы сохраняется, но прочность меняется довольно резко. Верхняя часть (песчаная опока) нависает в виде карниза, нижняя же часть (песчаный бентонит) оказывается оплывшей. При беглом взгляде на обнажение создается впечатление контакта пластов опоки и глин.

Текстуры описанных пластов песчаных бентонитов и песчаных опок идентичны. В составе песчаных гнезд преобладает кварц. Глинистая часть состоит из монтмориллонита и вулканического стекла с незначительной примесью цеолитов. Наряду с обособленной, легко диспергирующейся массой монтмориллонита в бентоните присутствуют прочные агрегаты, состоящие из монтмориллонита, опала и реликтов стекла с показателем преломления 1,478. Первичные контуры частиц стекол нивелированы, масса их заполнена новообразованными чешуйками монтмориллонита, а агрегированное состояние

комочков обусловлено пленочными выделениями опала. Описанные пласты песчаных бентонитов, их текстурные особенности, состав и непрерывность переходов в опоки представляются нам ключевыми для понимания генезиса опок.

Изложенный материал позволяет интерпретировать механизм формирования осадков протоопок и предполагать их исходный состав. Текстурные особенности опок и их взаимоотношения с вмещающими породами дают возможность сделать вывод о геологически мгновенном формировании слоя протоопок. При этом исключается стадия разбавленной суспензии, в седиментации участвует суспензионная пульпа, способная удержать в себе захваченные гнезда песка.

Геохимические особенности опок, сохраняющих длительное геологическое время способность отдавать в раствор значительные массы кремнезема, свидетельствуют о доминировании в их исходном составе нестабильного высококремнистого материала (вулканические стекла). Такому выводу не противоречит и минеральный парагенез опок, рассматриваемый в главе второй.

Выделение кремневидных опок в качестве подтипа или разновидности опок при рассмотрении парагенезов пород диктуется тем обстоятельством, что кремневидные опоки тяготеют к пачкам ритмитов и занимают вполне определенное положение внутри циклов. Они включаются в тесную парагенетическую ассоциацию с трепелами и находятся в отрыве от фосфоритов. Таким образом, входя в полный парагенез пород глауконитово-кремнистой формации, кремневидные опоки тем не менее обособляются в теле формации и включаются в более тесные, частные парагенетические ряды. Более подробно к этому вопросу мы вернемся при рассмотрении минеральных парагенезов пород.

Кремни

Термин "кремень" не имеет достаточно четкого определения. В отечественной литературе различными авторами дается разное объяснение этого термина. Так, М.С. Швецов [1958] и Л.Б. Рухин [1953] подчеркивают ксеноморфность "кремней", не придавая определяющего значения их минеральной природе. По определению этих авторов, кремни могут быть халцедоновыми, кварцево-халцедоновыми, халцедоново-опаловыми и т. п. Ф.В. Чухров [1955] также выделяет как халцедоновые, так и опаловые кремни, хотя расширяет понятие "кремни" и на пластовые тела. Напротив, Л.В. Пустовалов [1940] сосредоточивает внимание не на формах кремневых тел, а на их минеральной природе; по его определению, кремни могут быть пластовыми или желваковыми, конкреционными или метасоматическими, но обязательным их признаком должен быть халцедоновый состав. Представляется правильными понимать под термином "кремни" пластовые и желваковые преимущественно халцедоновые образования, оставляя для преимущественно опал-кристобалитовых пород, желваков, линз и тому подобные термины "опока", "кремневидная опока".

Близкое определение предложено О. Флерке с соавторами [Flörke et al., 1976], выделившими порцеланиты (SiO_2 = опал–CT > 50% > кварц) и кремни (SiO_2-кварц > > 50% > опал–CT). Существование переходных типов пород, состоящих из халцедона, кристобалита и опала, в соизмеримых количествах не исключает предлагаемого применения терминов.

Особо следует остановиться на термине "флинт", применяемом для обозначения часто встречающихся собственно халцедоновых желваковых образований, обладающих раковистым изломом и просвечивающих в тонких сколах. Подобная разновидность кремней столь характерна для меловых пород и трепелов, что использование специального термина для ее обозначения можно считать оправданным.

В наборе пород глауконитово-кремнистой формации широко распространены желваковые, халцедоновые кремни (флинты), присутствующие в толщах мела от сеномана до маастрихта, а также в трепелах и мергелях (сеноман, Приднестровье) и трепеловидных песчаниках (эоцен, Северный Донбасс). Показательно, что в фациальных профилях трепельных толщ ассоциирующие с ними кремни образуют весь последователь-

ный ряд от пластовых тел через трепельно-кремневую массу до редких желваков, рассеянных в пластовых трепелах.

Халцедоновые кремни как пластовые, так и желваковые сложены массивным халцедоном. В них не отмечается каких-либо текстурных особенностей, унаследованных от седиментационных текстур. Подошвенные ограничения пластовых кремней несколько расплывчаты из-за проникновения халцедона в пористую массу подстилающей породы и создания переходной зоны фильтрационной цементации. Кровля пластовых кремней обладает четкой натечной скульптурой, но не всегда отчетливо выраженной из-за внедрения в верхнюю зону кремней элементов перекрывающей породы и создания верхней (более тонкой) переходной зоны. Пластовые кремни альба, сеномана подробно описаны в месторождениях Гринчук и Малиновцы (левобережье Днестра между Каменец-Подольским и Хотиным). В этих месторождениях пластовые кремни подстилаются базальными глауконитовыми песчаниками. Вверху глауконитовые песчаники быстро, но без перерыва сменяются в различной степени уплотненными спикуловыми песчаниками, базальный цемент которых состоит из глобулярного опала, халцедона и кристобалита, зона перехода составляет 10–15 см. Эти породы имеют песчановидный облик, но вверх по разрезу они обогащаются бесформенными комковатыми стяжениями халцедоновых кремней, количество которых в верхах слоя резко возрастает, кремни сливаются в сплошную массу с отдельными гнездами белого землистого силицита и на очень коротком промежутке (10–20 см) переходят в монолитный пласт халцедонового кремня.

Пласт кремня в районе Гринчука достигает 2 м и является предметом промышленной эксплуатации. Он состоит из трех визуально различных слоев, которые в пределах месторождения либо не разобщены и составляют единый монолитный слой, либо отделяются друг от друга цепочками полостей, выполненных гидроокислами железа, бентонитами и землистыми массами глобулярного опала. Редкие мелкие пустоты и полости в кремнях образуют жеоды, выстланные кристалликами кварца. Иногда в таких пустотах появляются друзы кристаллов барита. Ю.Н. Сеньковский [1963] отмечает, кроме того, находки в этом пласте окремнелой древесины. Нижний слой пласта представлен черным халцедоновым кремнем, на выветрелой поверхности которого проявляется лапчатый рисунок. Этот рисунок не отражается на характере микроструктуры кремня. Над первым слоем располагается цепочка не связанных пустот размером до 25–30 см по высоте и до 1–1,2 м по простиранию. Пустоты имеют неправильную форму и заполнены землистой кремневой массой, прокрашенной гидроокислами железа, или порошковатой железистой охрой, используемой местным населением в качестве красящего материала. В химическом составе ее присутствуют, в вес. %: SiO_2 –39,05, TiO_2 –1,04, Al_2O_3 –9,36, Fe_2O_3 –31,50, FeO–0,03, MgO–2,12, CaO–2,44, MnO–0,11, Na_2O–0,32, K_2O–1,44, H_2O^+ –6,60, H_2O^- –5,82, CO_2 –0,14, P_2O_5 –0,11.

В минеральном составе, помимо гидроокислов железа, обнаружена примесь смешаннослойного монтмориллонита–каолинита и свободной фазы монтмориллонита. В крупных фракциях (0,01–0,1 мм) обнаружена незначительная примесь кварца, полевых шпатов (обломочные зерна) и агрегатов трепельных глобулярных зерен, пигментированных гидроокислами железа.

Второй слой представлен темно-серым халцедоновым кремнем, на выветрелой поверхности которого отчетливо проявляется брекчиевидная текстура (макроструктура). Отдельные остроугольные блоки черного кремня оказываются как бы запаянными в сплошную массу несколько более светлого халцедонового кремня. Микроскопические границы разделов этих двух фаз не различаются по структуре халцедона, но слабо различны по количеству субмикроскопических выделений органического вещества. Количество $C_{орг}$ в черных и серых разностях равно соответственно 0,34 и 0,10%.

Над вторым слоем располагается новая цепочка пустот до 0,5–0,8 м, выстланная белым кремнистым веществом, сложенным опалом и кристобалитом. Внутренние части таких полостей заполнены массами бентонита (рис. 25) с четкой горизонтальной слоистостью и градационным изменением размера обломочных зерен. В нижних участках

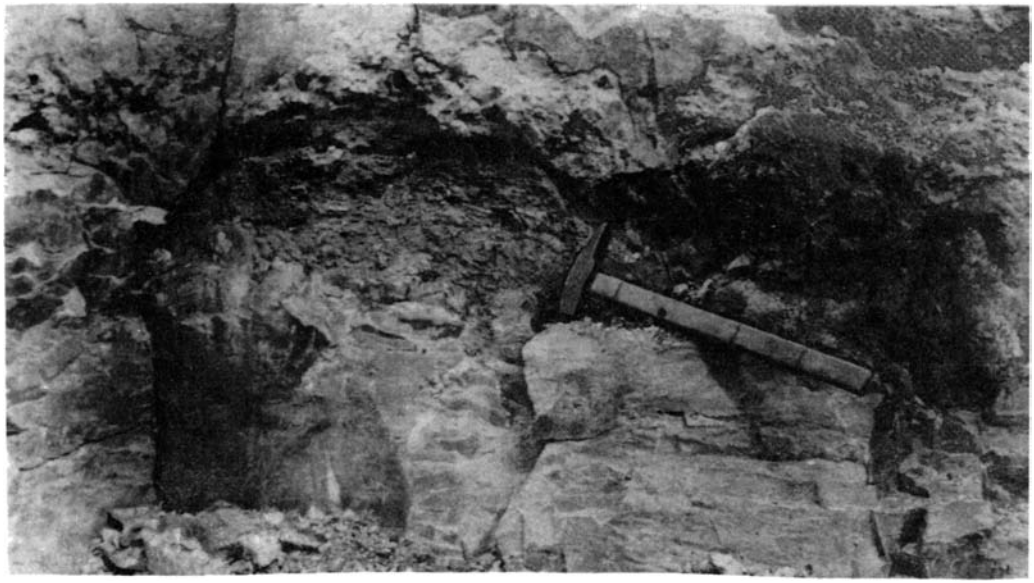


Рис. 25. Гнездо бентонитовой глины в массивном пластовом кремне месторождения Гринчук (Днестр)

пустот глинистая масса является лишь цементом песчановидной породы, зерна которой представлены угловатым кварцем, плагиоклазами, глауконитом, опалово-кристобалитовыми комочками и трудно определимыми агрегатами, склеянными опалом. При прослеживании выполняющей полость массы вверх видны плавное уменьшение зернистости (при сохранении состава) и быстрая смена зернистой массы ленточным бентонитом, состоящим из монтмориллонита и смешанослойного материала каолинит–монтмориллонит. Над бентонитовой глиной всегда имеется воздушное пространство 3–10 см до верхней стенки полости, также крустифицированной землистой опалово-кристобалитовой корочкой. В разрезе каждая из полостей представляет как бы небольшой отстойник, в котором первичный материал, участвовавший в седиментации, имел возможность осесть в спокойных условиях с очень четким разграничением по крупности зерен. При этом после осаждения в верхней части полостей сохранилось незанятое осадком пространство – никаких следов налипания бентонитовой глины на верхнюю стенку полостей не отмечено.

Третий, верхний, слой кремня имеет также темно-серую окраску и отчетливую брекчиевидную структуру, осложняющуюся присутствием гнезд, каверн, трубчатых ходов, заполненных халцедоново-кристобалитовой массой землистого облика. Эти включения нарушают сплошность кремня, уменьшают его прочностные свойства и снижают технологические качества. Вверх кремни быстро, но без размыва сменяются кремнево-песчаными породами.

По простиранию, в сторону открытого моря, наблюдается общая тенденция утонения сплошного пласта кремня, появления в нем каверн, пустот, выполненных трепелом. Далее частота и суммарный объем каверн возрастают, пустоты, заполненные трепельной массой, соединяются и образуют уже сложно построенное пространственное тело, как бы проросшее системой сплетенных или полуизолированных желваков кремней. Еще далее по рассматриваемому профилю происходит разобщение кремней на систему стратифицированных желваков внутри сплошной трепельной массы. Лишь на отдельных уровнях внутри 3–7-метровой трепельно-кремневой пачки возникают пластообразные линзы сплошных кремней до 20–30 см мощности. Область перехода сплошных пластовых кремней в трепельную пачку с желваками кремней осуществляется на расстоянии

20–30 км, но внутри этой зоны также отмечаются "острова" нарушенной сплошности кремневого пласта.

Немаловажную роль в механизме образования трепельно-кремневой пачки играл домеловой рельеф. Так, пластообразные мощные линзы кремней, образующих сплошные тела в районах Гринчука, Малиновцев, Дарбани, расположены в участках относительного погружения палеозойского цоколя. Именно в этих участках ниже кремнистых отложений отмечаются линзы глауконитовых песчаников. Эта закономерность отчетливо видна в непрерывной серии обнажений от Гринчука до с. Малиновцы. В обоих месторождениях тела кремней занимают одно и то же стратиграфическое положение, но они не соединены друг с другом. Между этими пунктами наблюдается заметный подъем палеозойского цоколя и одновременно с этим исчезает из разреза нижняя глауконитовая линза, а на горбе размытых палеозойских пород залегает толща песчановидных трепелов с желваками кремней. Лишь на уровне пластового кремня желваки увеличиваются в размерах и образуют цепочки глыб до 0,5 м.

Аналогичен принцип фациальных изменений кремнево-трепельного пласта верхнесеноманской части разреза Приднестровья. Генетическое единство кремней и трепелов выступает отчетливо, а сами кремнево-трепельные пачки так плавно изменяют состав и внешний облик, что при характеристике латеральных замещений каждого из типов силицитов (кремень, трепел) неизбежно повторение описаний. Нами выбран путь более детального рассмотрения альбской кремнево-трепельной пачки в данном разделе, а верхнесеноманской – при описании трепелов лишь потому, что наиболее представительны пластовые кремни альбской части разреза. Именно здесь они образуют промышленные месторождения. Верхнесеноманская часть разреза, хотя и содержит сплошной слой кремня, но этот слой имеет незначительную мощность (до 10–15 см). В то же время собственно трепелы, замещающие в латеральном профиле кремнево-трепельную пачку, в верхнесеноманской части разреза образуют ряд промышленных месторождений.

Рассмотрение литологических особенностей пластовых кремней позволяет отметить натечный характер поверхностей, несколько "затрудненное" проникновение халцедона в поровое пространство подстилающих пород, сопровождающееся обтеканием фрагментов цементируемых пород, отрывом капель и резким снижением интенсивности халцедоновой цементации при удалении от подошвы собственно халцедонового пласта. Латеральные переходы пластовых халцедонолитов сопровождаются появлением пустот (с трепельным заполнением), разрывом сплошности халцедонового тела. При этом морфология латерального контура халцедонолита сохраняет натечный облик. Все сказанное, равно как и структура основной массы пластовых халцедонолитов, приводит к выводу о гелевой природе исходного вещества, превращенного при литификации в халцедонолит.

Желваковые кремни имеют чрезвычайно широкое распространение. Они описаны в толщах писчего мела Русской платформы от турона до маастрихта, в мергелях и трепелах сеномана Приднестровья, в песчано-спикуловых породах альба и сеномана Приднестровья, в эоценовых трепелах Северного Донбасса. Аналогичные кремневые образования описаны в верхнемеловых породах Франции [Cayeux, 1929], Англии [Tarr, 1926; Мильнер, 1968], Польши, Украины [Сеньковський, 1973], Израиля [Фербридж, 1971]. Описанию морфологических особенностей кремней посвящены детальные работы У. Тарра [Tarr, 1926], Г.И. Бушинского [1954], В.Ф. Чухрова [1955], Р.У. Фербриджа [1971], Ю.М. Сеньковского [1973, 1977]. Авторы, описывавшие кремни в толщах мела и трепелов, единодушны в признании метаколлоидного облика кремней и в выводе о гелевой природе протокремневых тел (масс). Однако генетическая сторона вопроса трактуется не однозначно. По мнению Г.И. Бушинского [1954, 1958], Ю.М. Сеньковского [1973], Л.В. Пустовалова [1940], желваковые кремни формируются в процессе диагенетического перераспределения кремнезема, происходящего в форме истинного или коллоидного раствора. Таким образом, допускается стягивание коллоидной массы, метасоматически замещающей (!) вмещающую породу. Коллоидная масса продолжает длительное (геологическое) время существовать в форме разрастающегося

в объеме гелевого сгустка. Впоследствии этот "гелевый шар" под действием тяжести перекрывающих осадков может выдавливаться, внедряться (уже механически) в вышележащие слои, проникать по трещинам или плоскостям наслоения или, при достаточно быстрой потере воды, растрескиваться и приобретать поверхность "хлебной корки". Протогелевая природа кремневых желваков в писчем мелу убедительно доказана в работах У. Тарра [Tarr, 1926], Г.И. Бушинского [1947, 1954], Р.У. Фербриджа [1971], Д. Престона [Preston, 1977].

Гелевая природа вещества протокремня действительно не вызывает сомнений. Однако механизм, призванный мобилизовать опаловое вещество, рассеянное в породе, переместить его на некоторое расстояние и собрать в крупные гелевые (!) сгустки, не может иметь места. Рост конкреций и подток вещества, образующего конкрецию, связан с резким "пороговым" перепадом концентраций растворов перед фронтом кристаллического новообразования. Именно стремление системы к выравниванию концентрации раствора (осмос) обеспечивает подток ионов ("строительного материала") к растущей конкреции. Но если рассмотреть ряд растворимости различных модификаций SiO_2, то в этом ряду кристаллические фазы (кварц, кристобаллит) обладают наименьшей растворимостью, близкой растворимостью обладает и опал, в то время как аморфный (коллоидный) кремнезем – максимальной (на порядок ! больше) растворимостью [Wey, Siffert, 1961]. Следовательно, именно вокруг кремневых гелевых сгустков возникает максимально насыщенный раствор и будет осуществляться отток (а не приток) SiO_2 в сторону от массы геля.

Таким образом, в осадке (породе) может иметь место рост кристаллических масс за счет растворения геля, но не рост гелевых сгустков за счет растворения опала или кристаллических фаз SiO_2. Следовательно, доказательство гелевой природы кремневых протожелваков является одновременно доказательством их первичной седиментационной гелевой природы. При рассмотрении вопроса о возможном источнике геля SiO_2 следует учитывать геохимические особенности кремнезема в зоне седиментогенеза и диагенеза. Резкое недосыщение поверхностных вод растворенным кремнеземом может способствовать лишь рассеиванию тех минимальных количеств SiO_2, которые переходят в раствор при оседании остатков кремневых организмов. Более низкая растворимость опала, чем растворимость кремневого геля, не создает предпосылок для образования геля и при перераспределении иловых вод и контакта их с придонными водами. Более того, даже в диатомовых илах не отмечается насыщенных кремнеземом поровых растворов, а ионообмен с придонными водами и сорбция кремнезема глинистыми минералами лишь понижают и без того не доходящие до уровня насыщения концентрации SiO_2 в иловых водах. Для образования же геля SiO_2 в морских или пресных водоемах необходимы концентрации кремнезема, многократно превосходящие (!) предельную растворимость его при данных условиях, т. е. необходим контакт морских (или пресных) вод с высокоминерализованными горячими водами. Только в растворах такого типа можно ожидать количества растворенного SiO_2 в многие сотни и даже тысячи миллиграмм на литр. Следовательно, только контакт горячих высокоминерализованных вод с морскими водами может привести к мгновенному выпадению значительных (не рассеивающихся) масс кремневого геля. О реальности такого процесса свидетельствуют исследования К.К. Зеленова [1963], А.П. Жузе [1966], В.М. Лаврова [1966], С.В. Максимовой [1978], В. Вайдела с соавторами [Vidal et al., 1978].

Чрезвычайно важной особенностью кремневых желваков в толщах мела является то, что они приурочены практически всегда к четким стратиграфическим уровням, к некоему шву, определяющему блоковую отдельность массивного мела. Такие швы, делящие массивный мел на плиты, чрезвычайно характерны для всех толщ писчего мела, однако в тех случаях, когда в этих толщах отсутствуют кремневые стяжения, каких-либо изменений состава мела внутри плит и у самого шва не наблюдается, лишь самая зона шва при снятии с нее миллиметровой пленки обнаруживает заметное обогащение монтмориллонитом. В миллиметровых пленках в зоне швов меловых месторождений Дона (Кортояк, Копанище, Балка Столбовая) нерастворимый остаток, представленный

главным образом монтмориллонитом, составляет 15–20%, в то время как массивный мел этих месторождений содержит около 2–5% нерастворимого остатка (тоже главным образом монтмориллонит). Желваковые кремни в указанных месторождениях отсутствуют. Швы блоковой отдельности, делящие массивный мел в областях, регионально зараженных желваками кремней, могут быть и лишенными таких желваков. Но появление желваков практически всегда приурочено к швам. Соотношения мела и кремней подробно описаны в разрезах маастрихта и кампана (Гродно), сантона (Малорита), турона (Кременец, Здолбунов, Изюм). В этих разрезах, как и в толщах писчего мела, не зараженных кремнями, отмечается четкое расчленение мела на горизонтальные плиты 0,4–0,8 м. В карьере Здолбунов 30-метровая толща мела содержит 58 швов (к двум из них приурочены желваки кремней). В карьере Гродно 9-метровая пачка кампанского мела разделена 19 швами (к четырем из них приурочены желваки кремней). В 40-метровой толще мела в карьере Кременец подсчитано 74 шва блоковой отдельности. Кремни сосредоточены в сравнительно узком интервале разреза (9 м). В этом интервале прослежено 6 прослоев кремней, приуроченных только к швам (швов отдельности в этом интервале 12). Таким образом, насыщенность кремнями различных частей разреза неравнозначна и далеко не каждая плоскость отдельности сопровождается кремнями. Для зон, регионально зараженных кремневыми желваками, не исключено соскальзывание по верхнему слою осадка полужидких масс кремневого геля, покрывающих поверхность дна и рвавшихся впоследствии на неравновеликие линзы.

Старение геля протекало в некотором отрезке геологического времени, а видоизменение формы происходило под действием нагрузки новых масс накапливающегося карбонатного ила. По мнению Р.У. Фербриджа [1977], старение кремневого геля и его литификация происходит в геологически ощутимый отрезок времени, примерно в 100 тыс. лет. Средний темп осадконакопления (около 3 мм/тыс. лет) позволяет за этот период рассчитывать на накопление 30 см осадка. Карбонатные илы в современных океанах [Лисицын, 1971, 1973] накапливаются со скоростью до 10 см/тыс. лет, т. е. пределы мощностей осадка, накапливающегося над еще не затвердевшим кремневым гелем, могут колебаться от 30 до 1000 см. Если первая величина и не обеспечит необходимого давления нагрузки для выжимания геля в трещины, образования конусов выжимания и тому подобных скульптурных форм кремневых желваков, то 10-метровый слой может быть вполне достаточным для образования всей совокупности форм кремневых стяжений, наблюдаемых в меловых толщах.

Как пластовые, так и желваковые кремни занимают в разрезе цикла вполне определенное положение. Они появляются над биогенными породами или в виде прослоев внутри верхней части биогенных пачек и перекрываются песками и песчаниками. Желваковые кремни могут присутствовать и в верхней половине пачек мела и мелоподобных мергелей. Весьма важным является стратиграфическая идентичность кремней и трепелов и появление леписфер в мелоподобных мергелях в качестве наполнителя на тех стратиграфических уровнях, к которым приурочены желваковые кремни.

Трепелы

Термин "трепел" употребляется в литературе для обозначения кремнистых пород, сложенных шаровидными тельцами опала размером от 1 до 20–30 мкм [Пустовалов, 1940; Рожкова, 1929; Швецов, 1958]. Такие породы обладают невысокой прочностью, плотностью около 1 г/см^3; содержание кремнезема в них приближается к 80–90%.

В трепелах отмечаются редкие панцири диатомей, спикулы, обломки раковин радиолярий, что дало основание ряду исследователей [Страхов, 1965; Бушинский, 1954; Самойлов, Рожкова, 1925] отнести эти породы к биогенным и рассматривать их в качестве "промежуточной породы" в ряду изменения диатомитов. По мнению Н.М. Страхова, шаровидные опаловые тельца представляют собой реликты панцирей диатомей, которые успели утратить первичную скульптуру и форму, но еще не сцементированы и не скреплены в достаточной мере для превращения в опоку.

Эта концепция предусматривает возможность перераспределения SiO_2 в породе, которое происходит на протяжении геологической истории и вначале превращает отдельные биогенные частицы в опаловые шарики, а затем приводит к склеиванию таких частиц с образованием монолоитных, но еще высокопористых опок.

Л.В. Пустовалов [1940] обратил внимание на правильную шаровидную форму опаловых телец в трепелах, считая это главнейшим признаком хемогенного осаждения таких телец из коллоидного раствора SiO_2. По мнению Л.В. Пустовалова, миграционная способность кремнекислоты весьма ограничена и появление ее в морской среде приводит к быстрому выпадению в форме опаловых шаровидных телец.

В.И. Колтун, Ю.Н. Сеньковский [1965], В.П. Семенов и др. [1974] на основании изучения месторождения трепелов европейской части СССР пришли к выводу о формировании этих пород лишь на определенных этапах и на ограниченных участках рельефа. Авторы рассматривают трепелы как результат выщелачивания мела метеорными водами в наиболее возвышенных участках умеренно расчлененного рельефа. С их точки зрения, трепелы астратиграфичны и представляют остаточный продукт декальцитизации мело-мергельных пород.

Эта гипотеза основывается на геоморфологическом положении некоторых трепелов и на видимой стратиграфической синхронности их с пластами мело-мергельных пород. В соответствии с этой гипотезой предусматривается перераспределение SiO_2, однако такое перераспределение связывается с обилием фильтрующихся поверхностных вод. Главная "работа", производимая при этом водой, выражается в растворении и выносе $CaCO_3$, а SiO_2 перемещается на относительно короткие расстояния, быстро полимеризуется с образованием коллоидов и выпадает при их коагуляции в форме шаровидных телец.

Во всех трех концепциях не привлекаются механизмы, резко отличные от действующих в настоящее время в эпиконтинентальных морских бассейнах или на последующих этапах геологического развития региона. Таким образом, во всех трех концепциях формирования трепелов предполагается первичная либо вторичная миграция SiO_2 в незначительных или весьма ощутимых масштабах под действием вод с "умеренными" значениями pH. Более того, биогенная теория предполагает возможность растворения и переотложения кремнезема, происходящих практически непрерывно до момента консолидации кремнистых пород в форме опок. Близки к этой точке зрения и положения В.П. Семенова и др. [1974], которые находят подтверждение такой миграции SiO_2 в образовании зон вторичного окремнения в участках разгрузки подземных вод, прошедших через толщи опок и окремненных мергелей. Однако при этом не учитывается, что вторичное (гипергенное) окремнение широко развито в породах, контактирующих с опоками или кремнистыми глинами, и не проявляется в породах, контактирующих с трепелами или диатомитами. Таким образом, не "исходные" породы (диатомиты, трепелы) сохраняют резерв подвижного SiO_2, а именно опоки (!). Кроме того, весьма существенное значение имеет и отношение SiO_2 к Al_2O_3. Рассмотрение трепелов в качестве остаточного продукта выщелачивания мело-мергельных пород заставляет предполагать, что такой процесс происходит с изменением баланса Al_2O_3 и SiO_2 в пользу SiO_2, так как в мергелях и меле отношение SiO_2 к Al_2O_3 весьма низкое, значения этого отношения почти всегда в 1,5–2 раза ниже, чем даже в опоках.

Сопутствующие трепелам алюмосиликатные минералы и содержание железа и щелочей в трепелах также весьма показательны. Так, для трепелов характерна лишь незначительная примесь цеолитов типа гейландита. В опоках цеолиты содержатся практически постоянно и часто являются породообразующими минералами. Наконец, в опоках установлены заметные или даже существенные количества глауконита, в то время как в трепелах глауконит присутствует в весьма малых количествах, а в чистых трепелах практически отсутствует. Не показателен для трепелов и пирит, часто появляющийся в опоках и иногда образующий заметные скопления в диатомитах. Перечисленные различия в химическом составе и минералогии трепелов, диатомитов и опок вырывают трепелы из "непрерывного" ряда диатомит–трепел–опоки и заставляют искать путь

Таблица 5

Гранулометрический состав трепелов, %

Фракция,мкм	247/72 (Могилев-Подольский)	9/72 (Фокино)	43/72 (Зикеево)	128/75 (Палатово)	150/75 (Коржевка)
>50	31	1	4	11,8	62,2**
10–50	20*	7	42	16,1	8,1
5–10	43*	22	11	12,4	5,4
2–5	4	31*	24*	11,3	5,5
1–2	Следы	15	11	9,5*	8,8*
< 1	2	24	8	38,9	10,0

*Главная масса трепельных частиц (леписферы).
**Обилие агрегатно склеенных леписфер.

образования трепелов, отличный от трансформационного пути развития диатомитов. Точно так же не кажется правомерной и гипотеза формирования трепелов как остаточного продукта от выщелачивания мела, поскольку при значениях pH,близких к нейтральным (или слабощелочным), подвижность SiO_2 выше, чем Al_2O_3, и следует ожидать лишь накопления относительных количеств Al_2O_3, а не уменьшения их.

Рассмотрение вопроса об образовании трепелов требует анализа не только их минерального состава и петрографических особенностей, но также и их литологического положения, породных ассоциаций и парагенезов. Естественной парагенетической ассоциацией пород, включающей пласты или гнезда трепелов, является фациальный ряд пород, включающий халцедоновые пластовые кремни и трепелы, развитые в Среднем Приднестровье. В пределах Калужской и Брянской областей описаны закономерно повторяющиеся ассоциации пород, включающих чередующиеся слои опок бентонитов и трепелов.

В пределах Ульяновской и Пензенской областей также установлены пачки ритмичного чередования трепелов и стратифицированных прослоев желваков кремневидных опок. Между опоками и трепелами отмечаются плавные переходы.

В фациальных профилях Приднестровья можно наблюдать плавно происходящую смену пластовых кремней на трепелы в разрезах как альба, так и сеномана.

Для альбских разрезов на участке Гринчук–Комарово (Гринчук, Малиновцы) показательно развитие пластовых кремней. По простиранию пласт монолитного кремня переходит через разобщенные глыбы в трепельно-кремневую массу, в которой каждый фрагмент монолитного кремня имеет причудливую произвольную форму. Часто отдельные желваки срастаются и образуют объемно-пространственное "кружево", погруженное в сравнительно рыхлую белую или желтоватую массу чистого трепела или же в массу трепелов с незначительной добавкой органогенных остатков (спикулы). Постоянной примесью трепелов является монтмориллонит, но здесь он нигде не образует обособленных линз или прослоев, а рассеян в массе трепелов. Далее (в направлении от береговой линии) в фациальном профиле разреза альба монолитный кремневый пласт расщепляется на слоистую систему дискретных кремневых линз и желваков. При этом участки пережимов кремневого слоя заняты трепелами, а разобщающая слои (линзы) масса представлена мелоподобными мергелями с заметной добавкой в нерастворимом остатке глобулярных опалово-кристобалитовых частиц (породообразующий элемент трепелов). Еще далее эта слоистая серия переходит в мергели с разрозненными желваками кремней.

Начиная с разреза Комарово на восток сохранена от размыва значительная пачка сеноманских (в том числе верхнесеноманских) отложений. Она начинается пачкой глауконитовых песков и далее представлена карбонатными слабо песчанистыми трепелами с желваками кремней. Желваки кремней имеют столь причудливую форму и расположены так часто, что образуют некую спаянную пространственную систему. Наполо-

нителем промежуточков между кремнями является трепел либо бескарбонатный, либо местами слабо карбонатный. Эта новая пачка столь характерна, что может считаться маркирующим горизонтом. Пачка этих пород названа Ю.Н. Сеньковским [1963] "валунчатыми кремнями". Мощность ее 10–14 м. В верхней части пачки залегает желтый или серый халцедоновый кремень, образующий сплошной слой, но без плоской кровли и подошвы. В подошвенной части этот слой срастается с массой желваковых кремней и имеет резко выраженную желваковую скульптуру. Эта же желваковая скульптура характерна и для кровли кремневого слоя, что создает бесчисленные раздувы, пережимы, изгибы слоя, хотя и не нарушает его сплошности. При движении на восток облик пачки в целом сохраняется почти до Могилева-Подольского, но верхний слой кремня утоняется, перестает быть сплошным и превращается в районе Нагоряны–Серебрия в цепочку желваковых караваев. Еще восточнее (Могилев-Подольский) и в самой трепельно-кремневой пачке желваки кремней обособляются и как бы вытягиваются параллельно слоистости, придавая всей пачке вид ритмично построенного набора трепелов и кремней. Наряду с этим происходит изменение внутренней структуры кремней, которые из сливных монолитных халцедоновых образований становятся менее плотными и представляют как бы склеенные халцедоном и опалом опал-кристобалитовые шарики или агрегаты. Сливные халцедоновые поля внутри таких желваков появляются в виде отдельных пятен 1–2 см или даже микроскопических размеров.

Таким образом, при прослеживании сеноманских отложений в фациальном профиле от прибрежной зоны в сторону открытого моря все более явственно проступает тенденция к рассеиванию кремнезема. Пластовые тела халцедоновых кремней переходят в систему натечных кремней, спаянную в сложное "пространственное кружево" с выполнением межжелвакового пространства чистыми трепелами. Сплетения натечных желваковых кремней сменяются трепелами, и лишь моменты, соответствующие максимальному разовому поступлению SiO_2 в бассейн, отражены в осадочных сериях лентами или цепочками желваков, рассеянных в массе сплошных трепелов. Четко стратифицированные желваки кремней внутри трепелов прослеживаются и за пределы собственно трепельных тел. При этом не обнаруживается изменения их гипсометрического положения, хотя трепельное тело, не содержащее примеси карбонатного материала или содержащее лишь следы $CaCO_3$, плавно сменяется по простиранию мергельной породой, сложенной кремнево-карбонатной массой с содержанием $CaCO_3$ до 50%. Подобные соотношения трепелов и мергелей описаны в месторождении Могилев-Подольский (см, рис. 19). Наряду с этим в том же месторождении в подошве трепелов встречены слои трепелов с косослоистой текстурой. Совокупность этих данных позволяет рассматривать трепелы в качестве образований, фациально замещающих мергели и трассирующих потоки суспензионного облака кремневого состава. Любой процесс гипергенного выщелачивания мергелей, а тем более мела неизбежно должен приводить к резкому уменьшению объема в зоне выщелачивания и образованию вложенных трепельных тел в полости карстообразных воронок и углублений. Тем более процессы гипергенного формирования трепелов не могли привести к образованию базальных косослоистых трепелов.

Трепельные толщи Калужской и Брянской областей лучше всего вскрыты в карьерах Фокино и Зикеево. В этих районах нет серий обнажений или искусственных выработок, позволяющих проследить изменения состава толщи в пространстве или составить фациальный профиль. Однако в обоих случаях можно наблюдать черты сходства и различия в строении трепельных толщ, что дает возможность сопоставить трепелы этих районов с трепелами Приднестровья. Первое важное обстоятельство, сближающее трепелы обоих регионов, заключается в их тесной ассоциации со стратифицированными уплотненными кремневыми желваками (халцедоновыми в Приднестровье и опал-кристобалитовыми в Калужской и Брянской областях). В обоих регионах трепелы участвуют в строении ритмично построенных пачек и могут обособляться в чисто трепельные линзы.

К ритмитовому типу строения принадлежат и палеоценовые трепелсодержащие пачки Ульяновского Поволжья и Пензенской области. В описанных здесь месторождениях

(Палатово, Коржевка) трепелы играют роль прослоев (10–30 см), чередующихся с близкими по мощности слоями кремневидных опок. В свою очередь, внутри пачек ритмитов, имеющих мощности до 20–30 м, присутствуют не только слои трепелов и опок, но и слои, образованные цепочками опок, вмонтированных в трепельную массу. Такие слои крайне показательны для ритмитовых пачек Зикеевского и Фокинского месторождений и имеют визуальную природу, близкую к стратифицированным цепочкам кремней внутри трепелов Приднестровья. Пачки поволжских ритмитов залегают на диатомитах. Различия (с приднестровским типом) заключаются в том, что здесь внутри дискретного слоя трепелов сосредоточены цепочки желваков кремневидных опок, а не халцедоновых кремней. Зоны, примыкающие непосредственно к опокам, резко уплотнены и получили название "мягких опок" [Самойлов, Рожкова, 1925]. Таким образом, принцип построения стратифицированных желваковых слоев, разобщенных трепелами, остается и в палеоценовых отложениях Поволжья идентичным описанным ранее, а "мягая опока" представляет относительно слабо сцементированный трепел или зону перехода между собственно опокой и собственно трепелом. Наряду с этим палеоценовые ритмиты залегают над пластами диатомитов и перекрываются песками. Отсутствие карбонатного материала во вмещающих породах определило и бескарбонатность трепелов. Однако примесь диатомей в нижних слоях трепельно-опокового ритмита отмечается во всех изученных разрезах, а в Коржевке можно видеть даже чередование слоев диатомита и ритмитовых пачек (опока–трепел).

Если же рассматривать не толщи силицитов в целом, а только минералого-петрографический тип собственно трепелов, то обращают на себя внимание крупность опаловых глобулей в трепелах Приднестровья (до 15 мкм) и значительно более тонкая размерность опаловых глобулей в Фокино, Зикеево и Ульяновском Поволжье (до 3 мкм). В фокинских и зикеевских трепелах примесь глинистого и песчаного материала весьма высока и лишь в редких прослоях снижается до 10–15%, в то время как в приднестровских трепелах эта примесь не превышает 5% (табл. 5). Глауконит и цеолиты в трепелах Приднестровья и Ульяновского Поволжья содержатся в исчезающе малых количествах (редко 1–2%), в то время как и в Зикеево и в Фокино эта примесь постоянна, а цеолиты обнаруживаются практически в каждом поле при просмотре препаратов в сканирующем электронном микроскопе.

Уже это краткое сравнение позволяет сделать вывод о том, что, хотя геологический механизм образования рассматриваемого элемента глауконитово-кремнистой формации является достаточно близким, в центральных районах Русской платформы (Калужская, Брянская области) на этот механизм накладывались специфические процессы, приводившие к образованию бентонитов, опок и общему "загрязнению" собственно трепелов инородным материалом.

Приведенные данные показывают генетическое родство трепелов и сопутствующих им синхронных кремней (пластовых и желваковых) и кремневидных опок и позволяют рассматривать трепелы как слабо консолидированную породу, образованную за счет выпадения тонкодисперсных капель геля SiO_2 из "облака–шлейфа", сопровождающего донные потоки кремневого геля.

Рассмотрение парагенетических ассоциаций трепелов и опок позволяет разделить опоки на два типа – опоки базальных частей циклов, тесно связанные с глауконитовыми песками и не связанные с трепелами, и опоки (кремневидные опоки) верхней части циклов, находящиеся в тесной парагенетической ассоциации с трепелами. Наряду с этим можно сделать вывод о генетическом родстве кремневидных опок и кремней. Лишь разная эпигенетическая измененность пород определила различия их современного состава.

Железные руды

Гидроокисные железные руды встречены в глауконитово-кремнистой формации лишь в ограниченном ряде случаев. Пластовые тела колломорфных железных руд описаны в бассейне р. Хопер в районе Урюпинска (хоперский горизонт). Генезис хо-

перских железных руд обсуждался различными исследователями [Архангельский, 1933; Дубянский, 1935; Зонов, Петрокович, 1934; Бушинский, 1954; Семенов, 1966; Аскоченский, 1966]. К настоящему времени имеется две концепции их образования – седиментационно-диагенетическая (А.Д. Архангельский, Н.Т. Зонов и Ю.А. Петрокович, Г.И. Бушинский) и гипергенная (А.А. Дубянский, В.П. Семенов, Б.В. Аскоченский).

Сложности, связанные с интерпретацией этого вопроса, заключаются в первую очередь в быстром маскировании текстур рудного горизонта в поверхностной и приповерхностной зоне. Гипергенное перемещение гидроокислов железа, проникновение железистого пигмента во вмещающие породы, вторичная цементация контактных зон очень сильно затушевывают детали текстурных особенностей самих руд и детали геологического взаимоотношения руд с вмещающими породами, поэтому во всех случаях, когда анализируются естественные обнажения или расчистки, отмеченные особенности оказываются недоступными для наблюдения и проявляются следы вторичного (позднейшего) перемещения гидроокислов железа в пределах всей зоны, включающей как сам хоперский горизонт, так и контактирующие с ним породы. Поэтому при анализе геологической позиции хоперских железных руд мы исключили из рассмотрения все естественные обнажения и расчистки, вскрывшие приповерхностную часть горизонта, а сосредоточили внимание на информации, полученной при изучении разреза в 50-метровой штольне, в районе Исновой (между хуторами Кривовским и Ржавским). В разрезе этой штольни на размытой поверхности сантонского мела по резкому контакту залегает слой (3–8 см) глинистой охры. В кровле мела прослеживаются тела неправильной формы, образованные заместившим мел фосфатом кальция. Четких контактов фосфорит – мел нет, есть плавные зоны перехода мел – мел, точечно замещенный фосфоритом, – зона перехода, сложенная сгущающимися вкрапленными фосфатами, – собственно фосфорит. Отчетливо проявляются тенденция унаследования текстуры мела и преимущественное проникновение фосфатов по ходам илоедов в мелу. Над слоем глинистой охры располагаются полосчатые железные руды. "Полосы" субпараллельны слоистости и образованы чередованием зон (1–5 мм) относительно более плотных (и темноокрашенных) и рыхлых железных руд гидрогетитового состава.

Стратифицированные ленточные прослои колломорфной железной руды, чередующиеся с более рыхлыми охристыми рудами, подчеркивают импульсный характер поступления материала (гель $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) и меняющуюся во времени степень разбавленности руд инородным материалом. Полосчатые руды образуют тело переменной мощности (20–50 см) и либо целиком слагают рудную линзу, либо выполняют центральную зону линзы, отделяясь от подстилающей глинистой охры и перекрывающего слоя (также глинистой охры) сравнительно более рыхлой рудой. Гомогенная рыхлая руда содержит до 50% и более глинистой алевритовой примеси и дисперсного опала, в то время как полосчатые руды содержат не более 10% глинисто-алевритовой и опаловой примеси. Таким образом, исходный состав руды, исходная дисперсная примесь силикатного материала как бы предопределили механизм старения геля и возможность появления пористых гомогенных руд либо плотных полосчатых руд (табл. *XXIV, 1, 2*).

Над рудным слоем по размытой поверхности с кармановидными углублениями залегает перекрывающий слой (5–8 см) глинистой охры, включающий заметное количество желвачков фосфоритов и обломков трубчатых форм, аналогичных фосфатным формам внутри писчего мела. Таким образом, формирование рудного слоя отделено перерывами от мела и от перекрывающих его пород.

Соотношение темпа седиментации геля Fe_2O_3 и силикатной примеси обусловило формирование либо плотных колломорфных руд, либо относительно рыхлых руд с наполнителем. Перерыв в осадконакоплении (рудонакоплении) и частичный перемыв рудного слоя и даже подстилающего фосфатизированного мела привел к перекрытию слоя железной руды фосфатной галечкой и обломками фосфатизированных трубчатых тел из подстилающих хоперские руды отложений. По-видимому, существование второго перерыва (равно как и неровный рельеф подошвы хоперского горизонта) обусло-

Таблица 6

Химический состав железных руд, вес. %

Компоненты	68/70	68а/70	68б/70	36/78	13/78	22/78
SiO_2	17,27	11,77	30,88	5,23	7,94	20,13
TiO_2	0,13	0,10	0,31	0,20	0,29	0,25
Al_2O_3	4,61	4,32	9,36	2,04	1,86	2,57
Fe_2O_3	60,15	67,52	37,50	71,48	71,33	65,04
FeO	0,14	0,14	0,15	–	–	–
CaO	1,62	1,37	1,96	0,97	2,80	2,44
MgO	0,78	0,56	1,15	0,33	0,44	0,55
MnO_2	–	–	–	4,74	1,35	–
MnO	0,18	0,43	0,17	–	–	–
Na_2O	0,45	0,37	0,19	0,20	0,34	0,20
K_2O	0,83	0,59	1,68	0,24	0,24	0,33
H_2O^+	10,46	10,41	11,65	14,25	10,98	9,13
H_2O^-	2,80	1,97	4,89	1,39	1,94	2,88
P_2O_5	0,76	0,66	0,41	0,92	1,95	2,20
Сумма	100,18	100,26	100,50	99,59	100,08	100,35
SiO_2 ам	1,99	1,75	2,96	2,32	2,28	10,56

вило неповсеместное нахождение и переменную мощность рудного тела даже в пределах региона его широкого развития (правобережье Хопра в районе Добринки).

Железные руды, содержащие более 60% Fe_2O_3 (табл. 6, обр. 68, 68а/70), описаны в основании киевской свиты в разрезе у хут. Сергеевского. В этом районе не прослеживается непрерывного слоя. Рудное тело залегает в виде слоя резко переменной мощности. В участках раздува (до 30–40 см) рудная масса имеет четкую скорлуповатую отдельность. По простиранию наблюдается переход рудных тел в резко пигментированные алевролиты, не имеющие скорлуповатой отдельности (см. табл. 6, обр. 68б). На этом примере также видно, что первичное обогащение слоя силикатной механической примесью предопределило сохранение колломорфной структуры (скорлуповатая отдельность) или отсутствие колломорфной структуры. В последнем случае руда хотя и содержит кондиционное количество Fe_2O_3 (37%), но может рассматриваться как алевролит, пигментированный гидроокислами железа. В этом случае структурообразование пород задается главным компонентом породы (алевритовым материалом), а гидроокислы железа выступают в роли цемента.

В значительно большем числе случаев приходится наблюдать не собственно руды, а лишь рудопроявления, но в подавляющем большинстве случаев они связаны с гипергенными процессами. Среди рудопроявлений, генетически связанных с породами формации, следует отметить часто встречающиеся выделения железных охр во внутренних полостях кремней, описанные в разделе "Кремни".

Железорудные тела (пластовые или линзовидные) расположены в нижних горизонтах глауконитово-кремнистой формации. В меньшей степени и главным образом в форме рудопроявлений гидроокислы железа сопровождают пластовые и желваковые кремни.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАРАГЕНЕЗОВ ПОРОД

При рассмотрении парагенезов пород, т.е. их естественных сообществ и ассоциаций возникает необходимость установления преимущественных связей, контролирующих закономерности их сосуществования в разрезе. Для этой цели нами была предпринята попытка статистического осмысливания попарно сосуществующих типов пород, т.е. пород, находящихся в естественном контакте друг с другом. При этом для каждого из одиннадцати выбранных типов пород (табл. 7) был учтен характер контакта с

выше- и нижележащим элементом разреза. Плавные переходы учитывались так же, как четкие линейные контакты. При перерыве в осадконакоплении, однозначно устанавливаемом стратиграфическими или литологическими методами (по наличию корочек ожелезнения, деструктурированных поверхностей и других признаков), учитывался контакт с "перерывом". В случае же приведения в соприкосновение двух типов пород по контактам размыва, но без четкого и уверенного определения действительно длительно существовавшего перерыва в осадконакоплении учитывался контакт порода–порода. Вполне естественно, что в ряде случаев в разрезах не удается установить подошвы пласта или его кровли, как, например, при залегании подошвы ниже уреза воды или при уничтожении кровли современной эрозией. В таких случаях учитывались либо только кровля, либо только подошва пласта (слоя) и контакт только с перекрывающей (подстилающей) породой рассматриваемой формации.

Вся сумма раздельно учтенных контактов в кровле и подошве для каждого типа пород по всем изученным разрезам приводилась к 100%, а частота встречаемости контакта в кровле (или подошве) с другим типом пород – соответственно, выражалась в процентах от общего числа случаев. Результаты этого исследования сведены в табл. 7.

Поскольку пластовые тела кремней или фосфоритов достаточно редки или во всяком случае описанное число их недостаточно даже для первой статистической прикидки, нами были условно учтены как слои не только протяженные тела с четкой прослеживаемой кровлей и подошвой, но и стратифицировнные цепочки галек (фосфоритов) или желваков фосфоритов и кремней. Это обстоятельство определяет большую условность значений для фосфоритов и кремней, но тем не менее не препятствует установлению их преимущественных парагенетических связей с другими типами пород. Наконец, последнее общее замечание сводится к тому, что неоднинаковая встречаемость различных типов пород и, следовательно, неодинаковое количество учтенных случаев контактов в кровле и подошве не позволяют вести сопоставление признаков в таблице по горизонтали (сумма процентов в горизонтальных строчках не равна 100, а приведение к 100 недопустимо, поскольку каждое значение в горизонтальной строке "обеспечено" различным числом учтенных случаев).

Последнее замечание касается несколько условного объединения в единую группу пород "кварцитовидных песчаников". Петрографический тип их един, хотя генетическая природа различна. С одной стороны, в разрезах отмечаются стратифицированные симметричные караваи песчаников, часто срастающиеся и образующие пласты, или дискретные пластовидные тела с раздувами и пережимами внутри кварцевых песков, и, с другой стороны, это асимметричные тела песчаников с плоской кровлей и фигурной подошвой, располагающиеся в кровле кварцевых песков под бентонитами, опоками или глауконитовыми песками.

В единой группе рассмотрены и опоки, хотя детальное рассмотрение литологии и положения разных опок в разрезах позволяет выделить самостоятельный подтип "кремневидных опок".

Рассмотрение табл. 7 позволяет выявить ряд тенденций и закономерностей последовательной смены пород в разрезах или преимущественно встречающегося "соседа". Так, в наибольшем числе случаев в подошве фосфоритов стречен "перерыв". Это позволяет рассматривать фосфориты в качестве главного типа пород, претендующего занять в глауконитово-кремнистой формации позицию в основании цикла. В кровле фосфоритов, как правило, залегают слои глауконитовых песков (однако весьма часто встречающихся и в подошве). Таким образом, выявляется, с одной стороны, парагенетическая связь фосфоритов и глауконитовых песков, а с другой стороны, подчеркивается тенденция распространения глауконитовых песков также в основании циклов. Эта закономерность отмечена Г.И. Бушинским [1954], У.Г. Дистановым и Ю.Ф. Шепелевым [1971].

Весьма интересным оказалось распределение списочного состава пород, контактирующих с глауконитовыми песками и опоками. Как в кровле, так и в подошве этих пород встречаются практически все другие, учтенные нами породы. Подобное "безразличие к соседу" может свидетельствовать лишь о имеющейся возможности их внезапного воз-

Таблица 7

Частота встречаемости контактирующей породы в кровле и подошве пласта, %

Контактирующая порода	Фосфориты	Глауконитовые пески	Опоки	Кремнистые глины	Кремни
Контакт в кровле					
Мел, мергель	5	9	3		61
Трепел		7	31 (0)		13
Бентонит		14	6	3	
Кварцитовидные песчаники	4	11	4		2
Песок	14	9	6		4
Диатомит		3	3		
Алевролит		5	16		
Кремень		12	1		
Кремнистая глина		3	21		
Опока	14	9		73	
Глауконитовый песок	59		4	14	16
Фосфорит		9	1		
Перерыв	4	9	4	10	4
Контакт в подошве					
Мел, мергель	11	3	5	4	58
Трепел		11	29 (1)		18
Бентонит		9	8		5
Кварцитовидные песчаники	5	9	2		
Песок	11	5	3		
Диатомит			4		
Алевролит		7	13		
Кремень		12			
Кремнистая глина		7	20		
Опока	6	7		85	4
Глауконитовый песок	28		5	8	14
Фосфорит		23	3		
Перерыв	39	7	8	3	6

Примечание. В скобках – в том числе вне ритмитовых пачек; знаком плюс отмечен контакт по О.К. Каптаренко-Черноусовой [1951].

никновения на различной стадии развития цикла и в различных фациальных зонах. Однако на фоне потенциальной "вездесущности" видна и связь глауконитовых песков с кремнями, бентонитами и кварцитовидными песчаниками в кровле и с фосфоритами (!), кремнями и трепелами в подошве. Для опок же наиболее отчетливо выявляется парагенетическая ассоциация их с кремнистыми глинами и трепелами, с одной стороны, и с алевролитами, с другой. Противопоставление алевролитов кремнистым глинам и трепелам диктуется тем обстоятельством, что собственной связи алевролитов с этими типами пород (кремнистые глины, трепелы) не обнаруживается. Ассоциация опок и кремнистых глин наиболее отчетливо фиксируется в разрезах кампана и сантона центральной части Русской платформы, где именно чередование этих типов пород образует так называемые полосатые серии. Не менее показательна и парагенетическая ассоциация трепел–кремневидная опока. Именно эта пара пород образует пачки флишоидного чередования, столь характерные для разрезов верхнего мела Брянской и Калужской областей и нижнего палеогена Ульяновского Поволжья и Пензенской области.

В ассоциации опока–алевролит отдана дань влиянию фациальных условий на распределение осадков. Первичная дисперсность материала протоопок обусловила некоторое

Алевролиты	Диатомиты	Пески	Кварцитовидные песчаники	То же, исключая контакты с песком	Бентониты	Трепелы
	+				9	
					22 (6)	
3		7	6	30		14 (2)
6	10	68			6	
	17		79		14	2
36		5			6	
	45	4			6	
						16
42	14	4	3	14	23	51 (2)
13		4	8	38	14	12
		3	2	9		
	14	5	2	9	6	5
	+	1			11	4
		1		21 (3)		
	6	3	11			15 (4)
	62				11	
8	19	73		13		
35		6	4	15		
	52		3	11	3	
		3	1	4		11
					3	
44	14	8	6	22	16	60 (0)
8	10	7	9	33	22	6
		4	1	4		
	5	2				4

перераспределение его в бассейне седиментации, оттеснение за пределы области литорали и, следовательно, вводила заметную часть протоопокового ила в зоны развития алевритовых илов [Муравьев, 1973].

Для кремнистых глин отмечается одна главная закономерность – появляться в разрезах в ассоциации с опоками. Следует отметить, что в подошве опок кремнистые глины встречаются несколько чаще, чем в кровле. Можно также обратить внимание и на то, что если с кремнистыми глинами ассоциируют бентониты, то они располагаются в кровле их, а не в подошве.

Темп поступления в зону седиментации отсортированного алевритового материала в пределах эпиконтинентальных бассейнов относительно невысок, и, следовательно, формирование алевритовых илов полностью контролируется собственным гидродинамическим режимом бассейна. Появление же плотных суспензий, суспензионных потоков и тому подобных образований может привести лишь к формированию осадков смешанного петрографического состава (а не собственно алевритовых илов), что и имеет место при образовании осадков протоопок, опоковидных песчаников и т.п. Ведущая роль фациального контроля в процессе формирования алевритовых илов

проявляется и в тесной ассоциации их с диатомитами. Породообразующие элементы диатомитов имеют алевритовую размерность, и, следовательно, сосредоточение их в зоне той же гидродинамической активности бассейна вполне закономерно. С этой же причиной связано присутствие в разрезах глауконитово-кремнистой формации широкой гаммы смешанных пород – алевритово-глинистых диатомитов, диатомовых алевритов (глин) и т.д.

Рассмотрение преимущественных "соседей" песков и кварцитовидных песчаников позволяет обратить внимание на два важнейших обстоятельства. Первое связанос тем, что эти типы пород, вопреки ожиданиям, не заняли ведущего положения непосредственно над уровнем перерыва. Хотя песчаные серии весьма часто ложатся на различные подстилающие породы с размывом, в подавляющем большинстве случаев эти размывы либо не являются свидетельством перерыва в осадконакоплении, либо проблематичный перерыв был столь кратковременным, что наличие его не удается установить ни стратиграфическими, ни литологическими методами. Второй важной особенностью этой пары пород является подавляющая преимущественная породная ассоциация песок–кварцитовидный песчаник. Высокий удельный вес непосредственных контактов между этими породами связан с тем, что пласты и пластообразные тела кварцитовидных песчаников возникают в результате постседиментационной цементации хорошо отсортированных кварцевых песков. Источник цементирующего пески кремнезема остается дискуссионным при залегании пластов песчаника внутри песчаных толщ. Однако, если исключить высокий вклад контактов песок–песчаник и обратить внимание на наиболее часто встречающиеся другие типы пород, залегающие в кровле или в подошве кварцитовидных песчаников, то окажется, что к этим типам пород относятся глауконитовые пески, бентониты и опоки (см. табл. 7). По-видимому, процессы трансформации исходного вещества этих пород при постседиментационном минералообразовании сопровождаются выносом кремнезема и цементацией прилегающих зон песчаных пластов. Подобная вторичная цементация лишь приконтактной зоны пласта песка, распространяющаяся на значительную глубину (до нескольких метров), часто наблюдается с исключительной отчетливостью. Именно к такому типу вторично цементированных песков относятся 4-метровый пласт нижнеэоценового кварцитовидного песчаника, описанного в карьере "Мамон" на Дону (перекрыт глауконитовым песком), или песчаники разрезов р. Тык-Бутак, в бассейне Эмбы (перекрыты бентонитами).

Преимущественные ассоциации трепелов уже рассматривались ранее при анализе других типов пород. Если исключить высокие вклады контактов трепелов с кремневидными опоками и бентонитами (пачки флишоидного чередования), то можно обратить внимание на ассоциации трепел–кремень. Таким образом, отчетливо проявляются три ассоциации абиогенных кремнистых пород. Одна из них состоит из пары кремень–трепел, вторая из пары опока–кремнистая глина и третья из пары кремневидная опока–трепел с частым присутствием бентонита – третьего члена ассоциации (тогда триады). Изолированное рассмотрение этих трех силицитовых парагенезов вскрывает важную закономерность, заключающуюся как бы в "бигенетичности" трепела, участвующего то в образовании пачек трепел–кремень, то в образовании уже других пачек трепел–кремневидная опока (бентонит). В то же время кремни и опоки оказываются разобщенными, равно, как и кремни и кремнистые глины.

Подобные закономерности позволяют сделать вывод о двух независимых источниках, порождающих абиогенные силициты при формировании глауконитово-кремнистой формации. Первый источник ответствен за формирование кремневидных опок, кремней и сопровождающих их трепелов [Муравьев, 1976], второй за формирование опок, ассоциирующих с кремнистыми глинами.

Поскольку текстурные и структурные признаки трепелов позволяют рассматривать их в качестве седиментационных образований, лишь в минимальной степени изменивших петрографический облик в процессе диагенеза и эпигенеза, можно сделать и еще один вывод – о высокой концентрации тонкодисперсного коагулята геля SiO_2 в бассейне как при формировании кремней, так и при формировании кремневидных опок.

В случае развития триады кремневидная опока–бентонит–трепел наблюдается тенденция преимущественной последовательности чередования этих типов пород снизу вверх по разрезу: бентонит–опока–трепел. Но частое выпадение внутри пачек флишоидного чередования одного из трех членов триады (чаще всего бентонита) приводит к затушевыванию этой закономерности и недостаточно четкому ее проявлению. Однако эта тенденция выступает достаточно отчетливо при непосредственном описании триад в пачках флишоидного чередования. Если бентонит не выпадает из ассоциации, то он практически всегда подстилает слой кремневидной опоки, а слой кремневидной опоки в свою очередь сменяется трепелом. Таким образом, выпадающий вулканический пепел (будущий бентонит) сменяется илом протоопоки, выше которого осаждались лишь дисперсные продукты коагуляции геля SiO_2 (трепел).

Опоки базальных пачек циклов и кремнистые глины содержат в своем составе породообразующие количества аутигенных минералов свободного кремнезема, более того, минералы свободного кремнезема проявлены в опоках в тех же формах, что и в кремневидных опоках (леписферы, пленочный опал). Однако опоки (базальные) и кремнистые глины не сопровождаются "шлейфами" трепелов и находятся в более тесной парагенетической ассоциации с глауконитом. Таким образом, свободный кремнезем опок и кремнистых глин можно рассматривать как проявление стадийного преобразования нестойких твердых силикатных компонентов, содержавшихся в протоопоковом илу. В момент седиментации эти фазы (нестойкие силикаты, стекла) не давали "шлейфа" сопровождающей суспензии из глобулярных частиц коагулята геля SiO_2, но после трансформации исходного материала образовывали аутигенный парагенез минералов свободного кремнезема, близкий парагенезу кремневидных опок (хотя мы не можем исключить полностью участия некоторых количеств геля кремнезема при формировании базальных пачек глауконитово-кремнистой формации).

Наконец, наблюдающаяся закономерность ассоциаций кремень–трепел и кремневидная опока–трепел и общность положения этих пачек в разрезе циклов заставляют рассматривать кремни и кремневидные опоки как типы пород, возникающие на одной и той же стадии развития цикла. Присутствие же кремней в альб-сеноманском разрезе и кремневидных опок на более высоких стратиграфических уровнях связано, по-видимому, со степенью постседиментационной измененности пород. Правда возраст пород в этом случае не может рассматриваться в качестве единственной причины трансформации кремневого геля до халцедона (альб–сеноман) или до опала-СТ и опала (турон–палеоген). Степень эпигенетической измененности кремневого геля зависит также от чистоты исходного материала, типа вмещающих пород и, по-видимому, от ряда других факторов, пока не поддающихся интерпретации.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

В наборе пород глауконитово-кремнистой формации представлены как породы, сложенные почти исключительно комплексом аллотигенных минералов (пески, алевролиты), так и породы, в которых состав и петрографическая структура определяются главным образом обилием и пространственным расположением минеральных новообразований, которые столь сильно маскируют первичный петрографический облик осадков, что к интерпретации его можно подойти только при учете всей суммы процессов трансформации исходного вещества и всей суммы наложенных процессов аутигенного минералообразования (опоки, бентониты, трепелы). Наконец, значительную роль в рассматриваемой формации играют биогенные породы, как практически не измененные, так и измененные вторичными процессами, приведшими к весьма существенной переработке их первичного петрографического облика. Здесь следует лишь отметить, что при описании биогенных пород (писчий мел, диатомиты, спонголиты) главное внимание уделено их петрографическим особенностям, органогенные остатки рассмотрены как минеральные фрагменты пород.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Песчаные породы образуют весьма существенную часть тела глауконитово-кремнистой формации в целом. Они доминируют в разрезах сеномана в центральных областях Русской платформы, в ряде районов слагают значительные части разрезов сантона (бассейны верхнего течения рек Хопер, Уза и Сердоба). Пески и песчаники доминируют в разрезах палеоцена и эоцена в бассейнах среднего течения Дона и Волги; доминируют или играют весьма существенную роль в сложении разрезов палеогена Днепрово-Донецкой впадины, на Общем Сырте и в бассейне Эмбы.

В большинстве случаев песчаные образования глауконитово-кремнистой формации представлены олигомиктово-кварцевыми песками и песчаниками и часто формируют мощные толщи чистых (стекольных) кварцевых песков.

Зараженность песчаных образований глауконитом – также одна из их характерных особенностей. Даже в наиболее чистых разностях кварцевых песков (стекольные пески) главнейшей загрязняющей примесью (около 1–2%) весьма часто является глауконит. Лишь в редких случаях аллотигенная часть песчаных образований оказывается в заметной степени образована обломками пород и полевыми шпатами. Такие пески были встречены нами лишь в районах Примугоджарья (эоцен).

Кварцевые и олигомиктово-кварцевые пески и песчаники

Общее представление о составе песков и песчаников дают диаграмма состава (см. рис. 4) и гистограмма распределения песков, в различной степени обогащенных кварцем (рис. 26). На основной диаграмме состава (см. рис. 4) кварцевый угол треугольника "перегружен" и не дает возможности оценить доли кварцевых песков ($>$ 90% кварца) в их общем балансе. Гистограмма (см. рис. 26) показывает, что на долю песков, содержащих $>$90% кварца, приходится более половины исследованных пород, а на долю пород, содержащих $<$ 80% кварца, менее 10%. Вариации распределения пород, различно обогащенных кварцем, на этом графике распределяются с учетом суммарных мощностей песков и песчаников, описанных во всех изученных разрезах. Этот график

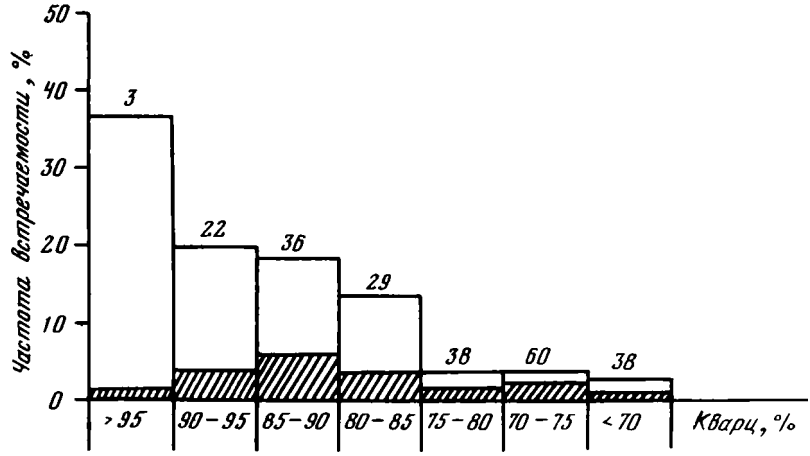


Рис. 26. Гистограмма частот встречаемости песков с различным содержанием кварца. Заштриховано – средняя насыщенность глауконитом. Цифры над столбиками – средний процент глауконита в песчаных породах данной кварцевости

позволяет сделать вывод о доминировании масс собственно кварцевых песков и песчаников, участвующих в строении глауконитово-кремнистой формации. Показательно также, что в группе песков, содержащих > 95% кварца, около 40% приходится на долю чистых кварцевых пород с содержанием кварца > 98%.

Мезомиктовые кварцевые пески (по классификации В.Д. Шутова), содержащие 80–50% кварца, составляют в изученных разрезах формации всего 4%. Главная масса их сосредоточена в разрезах Примугоджарья, и лишь два пласта встречены в основании эоценовых отложений бассейна Дона: один мощностью около 1 м в разрезе у хут. Сергеевского и второй также мощностью 1 м опоковидного песчаника в разрезе балки Перевозной (в районе ст. Базковской).

Акцессорные обломочные минералы песчаных пород представлены наиболее устойчивыми разновидностями (циркон, турмалин, рутил, ильменит). В переменных количествах к этой ассоциации примешиваются дистен, ставролит, силиманит, реже гранат. Существенная примесь этих минералов обычно сопровождается некоторым возрастанием абсолютных количеств тяжелой фракции и, следовательно, снижает относительные количества минералов первой группы (циркон, турмалин, рутил), но не изменяет их абсолютных количеств в массе песков. В ряде случаев отмечено появление в тяжелой фракции значительных количеств эпидота, сопровождающегося, как правило, еще большим возрастанием количеств тяжелой фракции. В песках, содержащих менее 95% кварца, не отмечается прямой корреляции между содержанием кварца, с одной стороны, и набором акцессорных минералов, с другой. Но чистые кварцевые пески (> 98% кварца) содержат исключительно устойчивый комплекс акцессорий (циркон, турмалин, рутил, ильменит, дистен, ставролит, силиманит). Наряду с этим отмечается достаточно четкая приуроченность эпидотовой ассоциации тяжелой фракции к олигомиктово-кварцевым и мезомиктово-кварцевым пескам определенных регионов (Примугоджарье). Спорадическое появление высоких количеств эпидота отмечено также в эоценовых песках и песчаниках северного Донбасса. Большие количества граната, отмеченные в палеогеновых породах южного склона Украинской мульды, повышенные количества дистена и ставролита в меловых и палеогеновых породах восточного склона Воронежского массива и в Среднем Поволжье могут свидетельствовать о серьезном влиянии на состав песчаных пород конкретной питающей провинции. Региональные изменения состава тяжелой фракции связаны лишь с вариациями внутри группы устойчивых минералов.

Экстремально высокие количества минералов средней устойчивости (эпидот, апатит, сфен) появляются лишь в зонах, для которых максимально вероятен быстрый темп

механической эрозии питающей провинции и отсутствие существенных вкладов обломочного материала многократно перемытых песков (как, например, Примугоджарье). Таким образом, на фоне доминирования собственно кварцевых песков с бедным комплексом устойчивых акцессорных минералов в теле формации появляются тела песчаных пород (линзы, слои) не собственно кварцевого, а олигомиктово-кварцевого состава. Именно с этими типами песчаных накоплений связаны вариации в составе тяжелой фракции и появление больших относительных количеств дистена, ставролита, силиманита, граната и в ряде случаев эпидота. К этим же типам песчаных пород приурочено появление существенных (породообразующих) количеств глауконита. Наконец, в краевых зонах платформы, в районах, приближенных к складчатым сооружениям, оказалось возможным накопление незначительных масс мезомиктовых кварцевых песков с эпидотом или даже отдельных прослоев кварцевых граувакк (обр. 341/70). Показательно, что в ряде случаев именно кластогенные мезомиктовые кварцевые породы, максимально обедненные кварцем, в меньшей степени обогащены глауконитом, чем более богатые кварцем олигомиктово-кварцевые пески (см. рис 26), а уже упоминавшийся образец кварцевой граувакки (341/70) содержит всего 1% глауконита! В этом случае мы имеем дело с влиянием темпа размыва коренных материнских пород, их состава и темпа седиментации на формирование аутигенного комплекса минералов.

Далеко не всегда примесь обломков пород или полевых шпатов может рассматриваться как свидетельство обогащенности породы нестабильными минеральными компонентами, пополняющими фонд аутигенного минералообразования. В обширной группе обломочных зерен, объединяемой в треугольнике состава под именем "обломки пород", присутствуют как весьма нестойкие компоненты (стекла, обломки базальтоидов и т.п.), так и фрагменты, сопоставимые по устойчивости с кварцем (обломки фтанитов, микрокварциты). Достаточно стабильны также альбит и микроклин. Пополнение пород формации этими минеральными компонентами, если оно происходит за счет перемыва осадочных пород, не сопровождается привносом в тело формации ювенильного нестойкого вещества. Такой вывод не представляется неожиданным, поскольку перемыв осадочных эпигенетически измененных или метаморфизованных пород, даже не подвергавшихся интенсивному поверхностному выветриванию, составляет звено в цепи "геологического вызревания" обломочных компонентов. Не случайно поэтому В.Д. Шутов [1967] выделил поле кремнекластитово-кварцевых пород, как бы заканчивающих ветвь вызревания граувакк (обломки в этой группе пород представлены компонентами, близкими по устойчивости к кварцу).

Это положение заставляет с особым вниманием обратиться к анализу петрофонда исходного обломочного вещества. Здесь в первую очередь в нашем распоряжении имеется четкая выявленная тенденция, связывающая появление основных масс глауконита не с наиболее чистыми кварцевыми песками, но и не с литокластическими граувакками. Следует также отметить, что цеолитсодержащие пески всегда значительно заражены глауконитом. Таким образом, рассматривая глауконит в качестве показателя, характеризующего суммарную массу фонда аутигенного минералообразования, мы одновременно подразумеваем и другие аутигенные минералы (цеолиты, монтмориллонит), образование которых связано с переработкой нестойкого силикатного материала.

В массе обломков пород во всех изученных образцах резко доминируют обломки кремнистых пород, т.е. весьма устойчивые минеральные фрагменты, не символизирующие одновременного привноса нестойких силикатов. Лишь в Примугоджарье (эоцен) и в Приднестровье (альб) появляются обломки сланцев, карбонатов или основной массы порфиритов. Последние в той или иной степени глауконитизированы.

Полевые шпаты песчаных пород представлены исключительно микроклином, ортоклазом и альбитом. Обогащение пород некоторыми количествами полевых шпатов может быть связано с двумя причинами. С одной стороны, это те полевые шпаты, которые заимствованы из более древних осадочных или метаморфизованных пород, или же полевые шпаты палеотипных пород. В этих случаях мы имеем дело с привносом

относительно стабильных полевых шпатов (включая переотложенные аутигенные альбиты осадочных пород или альбитизированные обломки более основного ряда плагиоклазов). Сопутствующие им минеральные компоненты, заимствованные из тех же пород, также представляют продукт длительной переработки в толще осадочного чехла. С другой стороны, может иметь место привнос полевых шпатов, входящих в состав свежих эффузивов или представляющих кристаллообломки синхронно образовавшихся эксплозивных пород. В последних случаях сопутствующие минеральные компоненты этой части петрофонда включают значительные массы ювенильного нестойкого силикатного материала, составляющего резерв (фонд) аутигенного минералообразования.

Рассмотрим в качестве примера эоценовые отложения Примугоджарья. Главную массу эоценовых песчаных пород в этом районе составляют пески и песчаники с незначительным содержанием глауконита (< 5%) или лишенные глауконита. Одновременно эти породы характеризуются резко повышенным содержанием кварца (> 95%), крайне низким содержанием полевых шпатов (0–1%) и незначительной примесью обломков устойчивых пород (группа кремнекластитов). Однако в тех случаях, когда оказывается возможным произвести статистический подсчет полевых шпатов, проявляется закономерное разделение песчаных пород на две группы: породы, содержащие набор кремнистых обломков в совокупности с калиевыми полевыми шпатами (лишены или почти лишены глауконита), и породы, включающие некоторую примесь альбита (глауконитсодержащие и глауконитовые пески). Эта закономерность наглядно иллюстрируется треугольной диаграммой (рис. 27), на которой фигуративные точки безглауконитовых пород располагаются вдоль стороны треугольника калиевые полевые шпаты – обломки пород. Появление плагиоклазов в составе песчаников сопровождается резким повышением количеств глауконита. Правда здесь не обнаруживается прямой корреляции между суммарным количеством глауконита и плагиоклазов. По-видимому, включение источника, поставлявшего альбит, обогащало петрофонд не только альбитом, но и некоторым количеством вещества, необходимого для формирования глауконита. Конкретное же распределение в теле формации массы кристаллообломков плагиоклазов и других сопутствующих компонентов зависело не только от самого факта появления нового источника, но и от механизма переноса вещества, степени сортировки, механического разобщения различных фрагментов и т.п. Важно, однако, то, что возрастание доли альбита в песчаных породах показательно для тех интервалов разреза, в которых сосредоточены опоки, а возрастание доли глауконита отмечается и в собственно песчаниках, и в опоковидных песчаниках и в песчаной части опок.

Верхняя часть эоценового разреза Примугоджарья, включающая диатомиты и лишенная опок, одновременно обеднена и глауконитом. В этом плане интересны данные, полученные И.М. Симановичем [1978], любезно проведшем исследование образца кварцевого песчаника из Примугоджарья по разработанной им методике (обр. VII/70). В этом образце практически не содержится глауконита (0–1 зерно в поле одного шлифа). Полевые шпаты присутствуют в количестве около 3% и представлены ортоклазом, обломки пород (до 2%) сложены только фрагментами микрокварцитов. Однако в тяжелой фракции, выделенной из этого образца, обнаруживается около 28% эпидота. Главная породообразующая масса этого образца (кварц) состоит, по данным И.М. Симановича, из кварца метаморфических пород (37%); кварца молодых гранитоидов (24%); кварца древних гранитоидов (17%) и жильного кварца (22%). Кварц эффузивных пород отсутствует. Вывод о доминирующей роли метаморфических пород в первичных источниках обломочного вещества в данном случае не противоречит появлению повышенных количеств эпидота в тяжелой фракции. Присутствие же в группе полевых шпатов исключительно микроклина и ортоклаза может свидетельствовать лишь о том, что среди размывавшихся материнских пород преобладали калишпатовые магматические и метаморфические породы.

Одновременно можно сделать и еще вывод о том, что массы свежего ювенильного вещества (сочетание альбита и глауконита и появление опок), переодически включавше-

механической эрозии питающей провинции и отсутствие существенных вкладов обломочного материала многократно перемытых песков (как, например, Примугоджарье). Таким образом, на фоне доминирования собственно кварцевых песков с бедным комплексом устойчивых акцессорных минералов в теле формации появляются тела песчаных пород (линзы, слои) не собственно кварцевого, а олигомиктово-кварцевого состава. Именно с этими типами песчаных накоплений связаны вариации в составе тяжелой фракции и появление больших относительных количеств дистена, ставролита, силиманита, граната и в ряде случаев эпидота. К этим же типам песчаных пород приурочено появление существенных (породообразующих) количеств глауконита. Наконец, в краевых зонах платформы, в районах, приближенных к складчатым сооружениям, оказалось возможным накопление незначительных масс мезомиктовых кварцевых песков с эпидотом или даже отдельных прослоев кварцевых граувакк (обр. 341/70). Показательно, что в ряде случаев именно кластогенные мезомиктовые кварцевые породы, максимально обедненные кварцем, в меньшей степени обогащены глауконитом, чем более богатые кварцем олигомиктово-кварцевые пески (см. рис 26), а уже упоминавшийся образец кварцевой граувакки (341/70) содержит всего 1% глауконита! В этом случае мы имеем дело с влиянием темпа размыва коренных материнских пород, их состава и темпа седиментации на формирование аутигенного комплекса минералов.

Далеко не всегда примесь обломков пород или полевых шпатов может рассматриваться как свидетельство обогащенности породы нестабильными минеральными компонентами, пополняющими фонд аутигенного минералообразования. В обширной группе обломочных зерен, объединяемой в треугольнике состава под именем "обломки пород", присутствуют как весьма нестойкие компоненты (стекла, обломки базальтоидов и т.п.), так и фрагменты, сопоставимые по устойчивости с кварцем (обломки фтанитов, микрокварциты). Достаточно стабильны также альбит и микроклин. Пополнение пород формации этими минеральными компонентами, если оно происходит за счет перемыва осадочных пород, не сопровождается привносом в тело формации ювенильного нестойкого вещества. Такой вывод не представляется неожиданным, поскольку перемыв осадочных эпигенетически измененных или метаморфизованных пород, даже не подвергавшихся интенсивному поверхностному выветриванию, составляет звено в цепи "геологического вызревания" обломочных компонентов. Не случайно поэтому В.Д. Шутов [1967] выделил поле кремнекластитово-кварцевых пород, как бы заканчивающих ветвь вызревания граувакк (обломки в этой группе пород представлены компонентами, близкими по устойчивости к кварцу).

Это положение заставляет с особым вниманием обратиться к анализу петрофонда исходного обломочного вещества. Здесь в первую очередь в нашем распоряжении имеется четкая выявленная тенденция, связывающая появление основных масс глауконита не с наиболее чистыми кварцевыми песками, но и не с литокластическими граувакками. Следует также отметить, что цеолитсодержащие пески всегда значительно заражены глауконитом. Таким образом, рассматривая глауконит в качестве показателя, характеризующего суммарную массу фонда аутигенного минералообразования, мы одновременно подразумеваем и другие аутигенные минералы (цеолиты, монтмориллонит), образование которых связано с переработкой нестойкого силикатного материала.

В массе обломков пород во всех изученных образцах резко доминируют обломки кремнистых пород, т.е. весьма устойчивые минеральные фрагменты, не символизирующие одновременного привноса нестойких силикатов. Лишь в Примугоджарье (эоцен) и в Приднестровье (альб) появляются обломки сланцев, карбонатов или основной массы порфиритов. Последние в той или иной степени глауконитизированы.

Полевые шпаты песчаных пород представлены исключительно микроклином, ортоклазом и альбитом. Обогащение пород некоторыми количествами полевых шпатов может быть связано с двумя причинами. С одной стороны, это те полевые шпаты, которые заимствованы из более древних осадочных или метаморфизованных пород, или же полевые шпаты палеотипных пород. В этих случаях мы имеем дело с привносом

относительно стабильных полевых шпатов (включая переотложенные аутигенные альбиты осадочных пород или альбитизированные обломки более основного ряда плагиоклазов). Сопутствующие им минеральные компоненты, заимствованные из тех же пород, также представляют продукт длительной переработки в толще осадочного чехла. С другой стороны, может иметь место привнос полевых шпатов, входящих в состав свежих эффузивов или представляющих кристаллообломки синхронно образовавшихся эксплозивных пород. В последних случаях сопутствующие минеральные компоненты этой части петрофонда включают значительные массы ювенильного нестойкого силикатного материала, составляющего резерв (фонд) аутигенного минералообразования.

Рассмотрим в качестве примера эоценовые отложения Примугоджарья. Главную массу эоценовых песчаных пород в этом районе составляют пески и песчаники с незначительным содержанием глауконита (< 5%) или лишенные глауконита. Одновременно эти породы характеризуются резко повышенным содержанием кварца (> 95%), крайне низким содержанием полевых шпатов (0–1%) и незначительной примесью обломков устойчивых пород (группа кремнекластитов). Однако в тех случаях, когда оказывается возможным произвести статистический подсчет полевых шпатов, проявляется закономерное разделение песчаных пород на две группы: породы, содержащие набор кремнистых обломков в совокупности с калиевыми полевыми шпатами (лишены или почти лишены глауконита), и породы, включающие некоторую примесь альбита (глауконитсодержащие и глауконитовые пески). Эта закономерность наглядно иллюстрируется треугольной диаграммой (рис. 27), на которой фигуративные точки безглауконитовых пород располагаются вдоль стороны треугольника калиевые полевые шпаты – обломки пород. Появление плагиоклазов в составе песчаников сопровождается резким повышением количеств глауконита. Правда здесь не обнаруживается прямой корреляции между суммарным количеством глауконита и плагиоклазов. По-видимому, включение источника, поставлявшего альбит, обогащало петрофонд не только альбитом, но и некоторым количеством вещества, необходимого для формирования глауконита. Конкретное же распределение в теле формации массы кристаллообломков плагиоклазов и других сопутствующих компонентов зависело не только от самого факта появления нового источника, но и от механизма переноса вещества, степени сортировки, механического разобщения различных фрагментов и т.п. Важно, однако, то, что возрастание доли альбита в песчаных породах показательно для тех интервалов разреза, в которых сосредоточены опоки, а возрастание доли глауконита отмечается и в собственно песчаниках, и в опоковидных песчаниках и в песчаной части опок.

Верхняя часть эоценового разреза Примугоджарья, включающая диатомиты и лишенная опок, одновременно обеднена и глауконитом. В этом плане интересны данные, полученные И.М. Симановичем [1978], любезно проведшем исследование образца кварцевого песчаника из Примугоджарья по разработанной им методике (обр. VII/70). В этом образце практически не содержится глауконита (0–1 зерно в поле одного шлифа). Полевые шпаты присутствуют в количестве около 3% и представлены ортоклазом, обломки пород (до 2%) сложены только фрагментами микрокварцитов. Однако в тяжелой фракции, выделенной из этого образца, обнаруживается около 28% эпидота. Главная породообразующая масса этого образца (кварц) состоит, по данным И.М. Симановича, из кварца метаморфических пород (37%); кварца молодых гранитоидов (24%); кварца древних гранитоидов (17%) и жильного кварца (22%). Кварц эффузивных пород отсутствует. Вывод о доминирующей роли метаморфических пород в первичных источниках обломочного вещества в данном случае не противоречит появлению повышенных количеств эпидота в тяжелой фракции. Присутствие же в группе полевых шпатов исключительно микроклина и ортоклаза может свидетельствовать лишь о том, что среди размывавшихся материнских пород преобладали калишпатовые магматические и метаморфические породы.

Одновременно можно сделать и еще вывод о том, что массы свежего ювенильного вещества (сочетание альбита и глауконита и появление опок), переодически включавше-

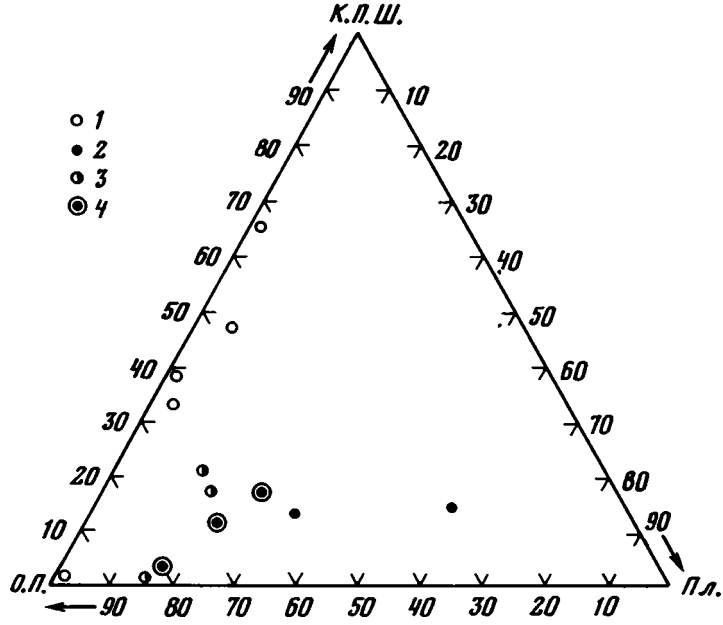
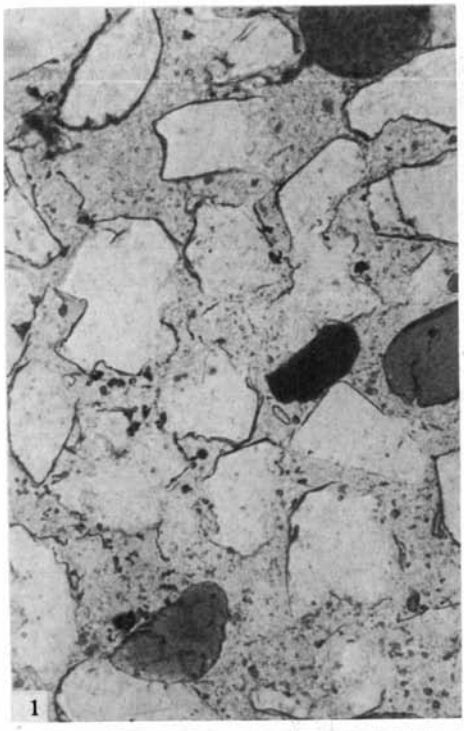


Рис. 27. Диаграмма состава обломочных компонентов в глауконитовых и безглауконитовых песках
Содержание глауконита, %: *1* – < 5, *2* – 5–25, *3* – 25–50, *4* – > 50

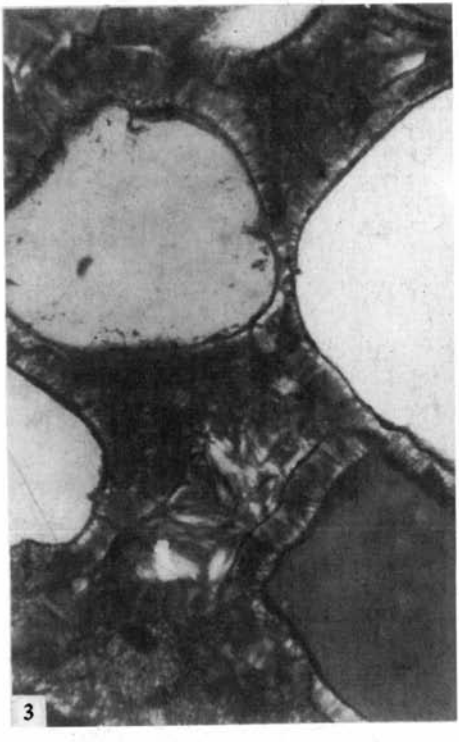
гося в петрофонд формации, в рассматриваемом районе в эоцене были представлены рядом, производным от щелочной трахитовой магмы. Выбор возможного источника здесь достаточно ограничен, поскольку сочетание обильного аутигенного комплекса минералов (глауконит, кристобалит, монтмориллонит, цеолиты) только с альбитом заставляет предполагать, что материнские породы содержали, помимо кристаллов альбита, лишь весьма нестойкие компоненты (стекло, возможно пироксены, оливин), не сохранившиеся в породах, а замещенные аутигенными минералами. По классификации Д.С. Харкевич и В.Н. Москалева [1969], трахибазальтовый и щелочной базальтоидный вулканизм показателен для стадии постконсолидационной активизации складчатых областей.

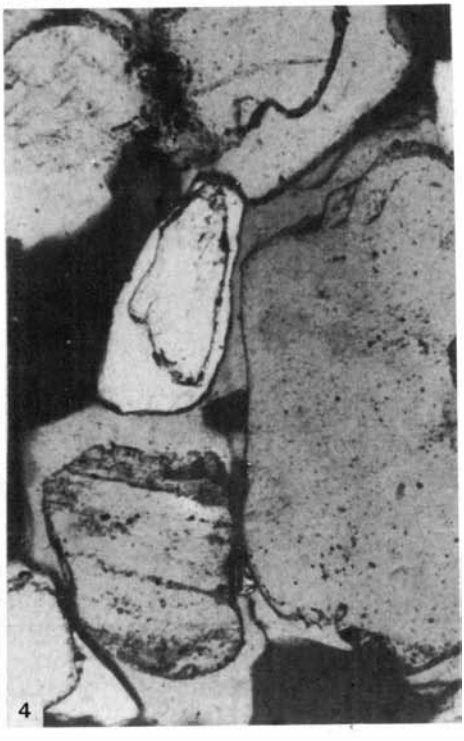
Рассмотренный пример не имеет всеобъемлющего значения, а выявление для Примугоджарья тенденции обогащения глауконитовых песков и опок плагиоклазами не обязательно для других регионов. Так, в разрезе пролейской свиты (Поволжье) лишь самые низы разреза характеризуются возрастанием доли альбита в обломочной части пород с одновременным обогащением нижней части свиты слоями опок. Верхняя половина пролейской свиты и царицынская свита включают многочисленные пласты глауконитсодержащих песков, но в них отмечается повышение доли калиевых полевых шпатов. Повышение количеств калиевых полевых шпатов показательно и для песчаных глауконитовых пород разреза кампана на Среднем Поволжье. Абсолютное доминирование калиевых полевых шпатов отмечено для всего разреза эоцена в районе Артемовска. Таким образом, тип свежего нестойкого вещества, включающегося на том или ином этапе в петрофонд формации и способного породить обширный комплекс аутигенных минералов, может значительно отличиться по составу. Однако "свидетели" пополнения петрофонда ювенильным веществом достаточно отчетливо проявляются при минералогическом исследовании крупнозернистой составляющей части пород (пески, песчаники).

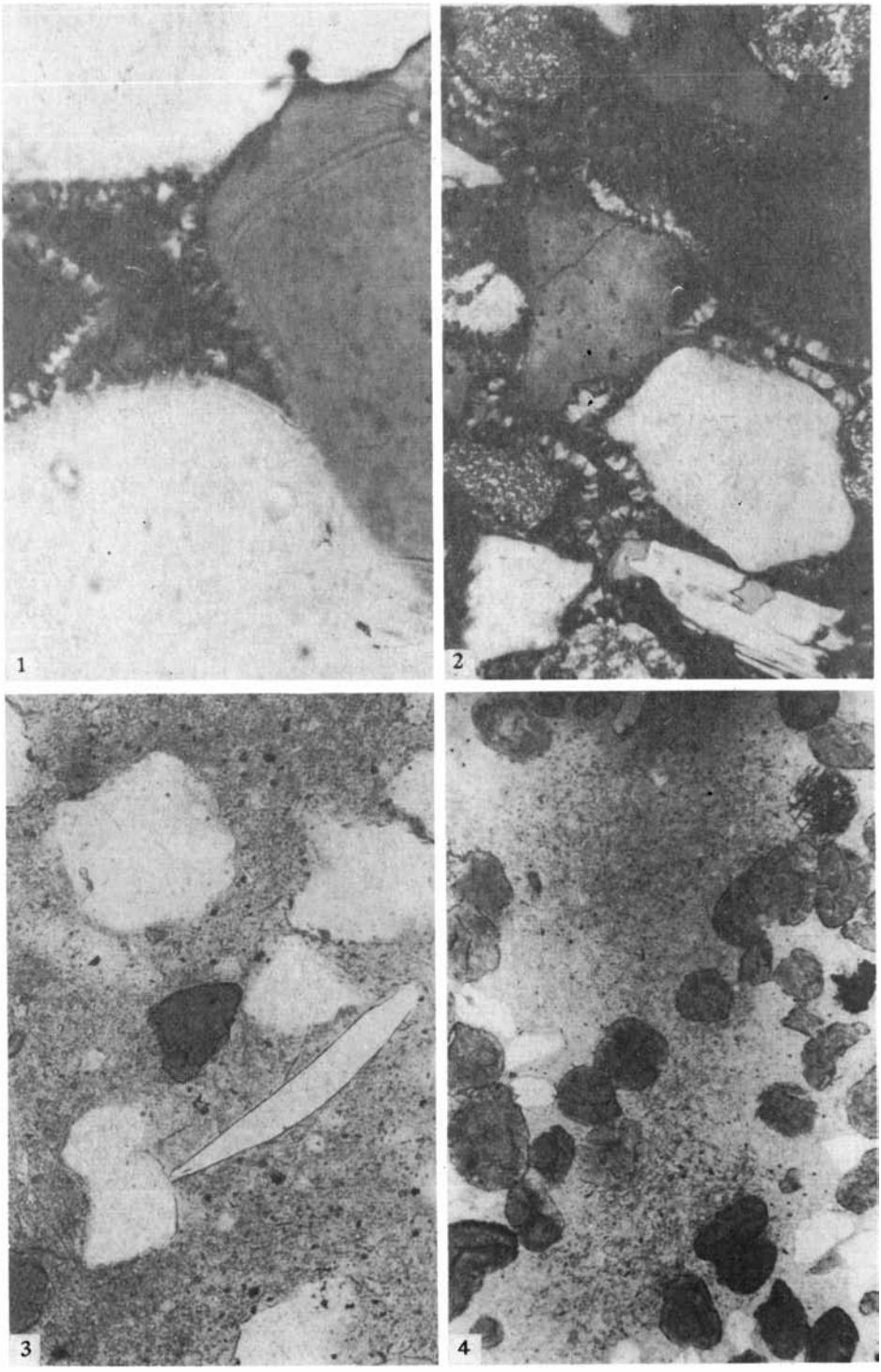
Морфология структуры песчаных пород в значительной мере определяется их составом. Наиболее чистые кварцевые пески включают лишь хорошо окатанные и отсортированные обломочные зерна. Масса цемента в них, как правило, столь мала,

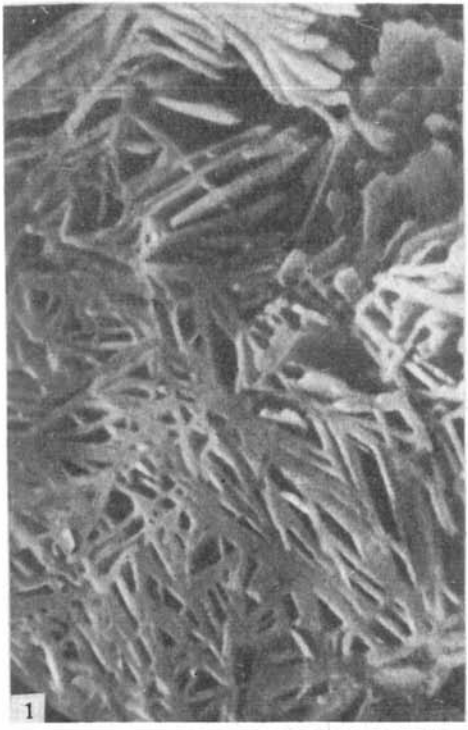

1

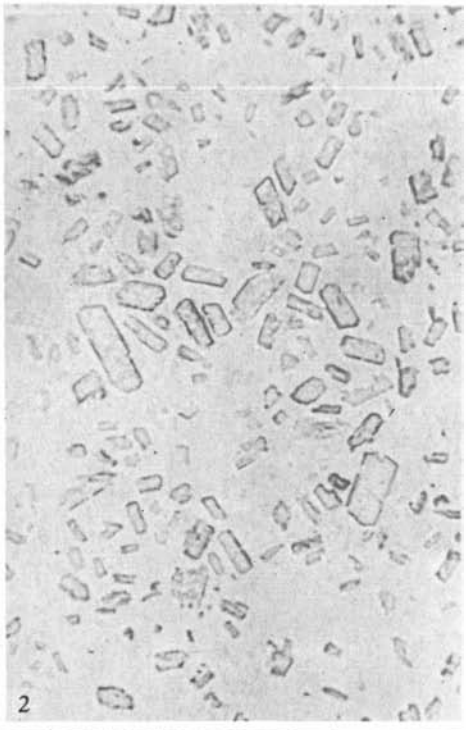
2


3

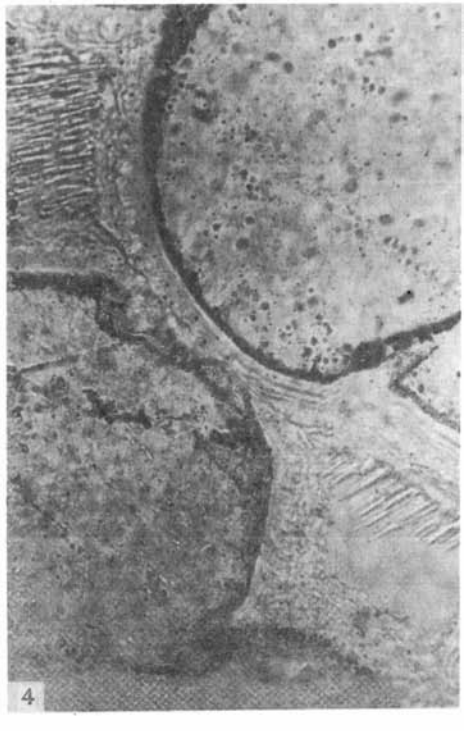

4

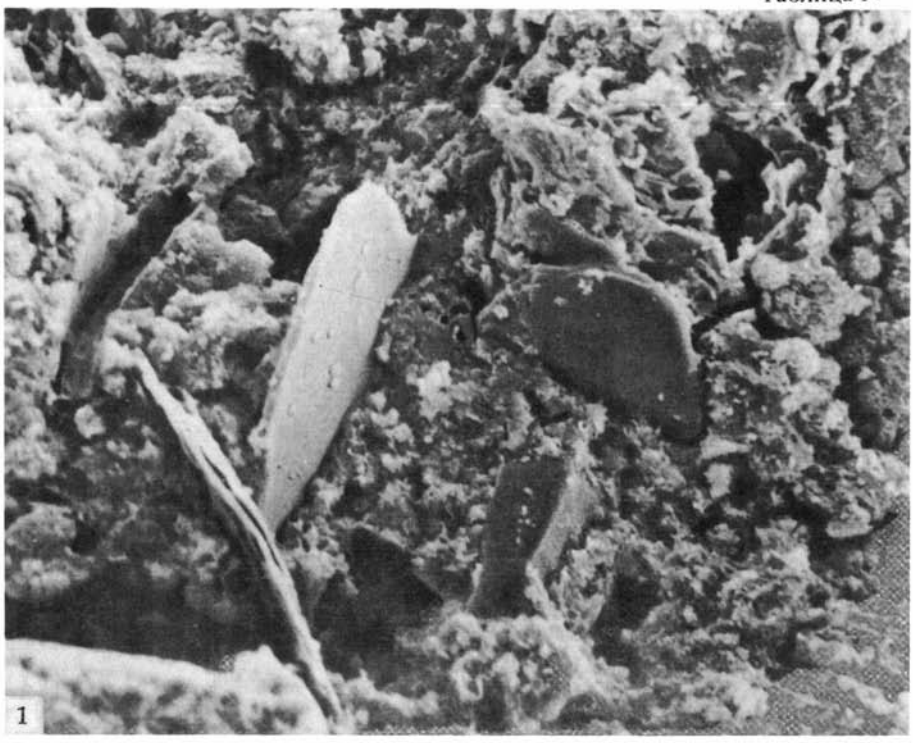

1
2
3
4


1

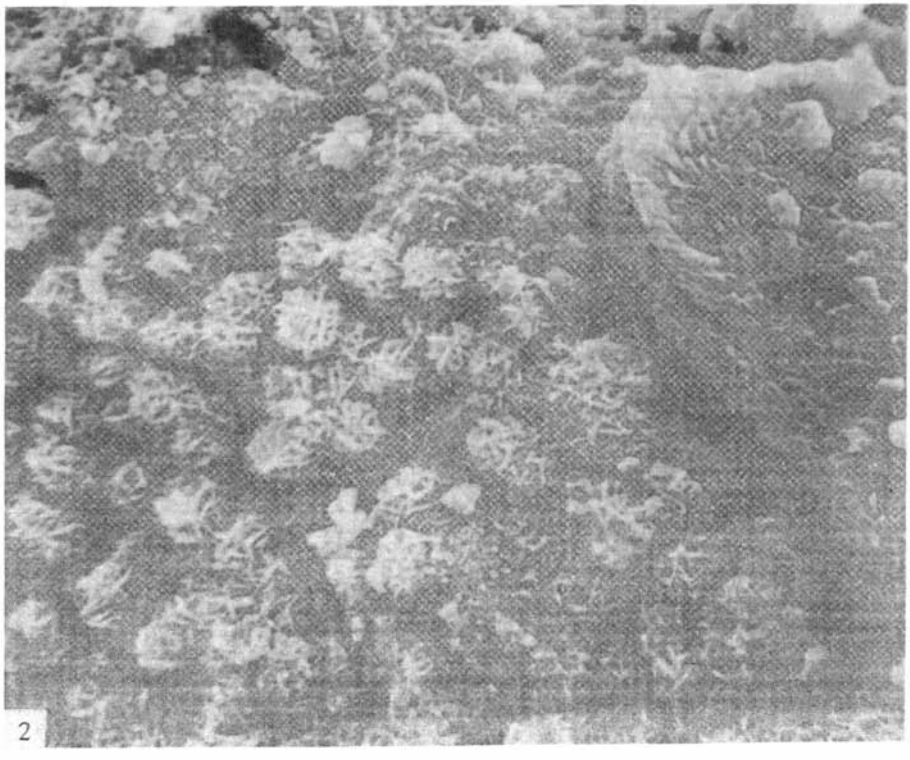

2

3

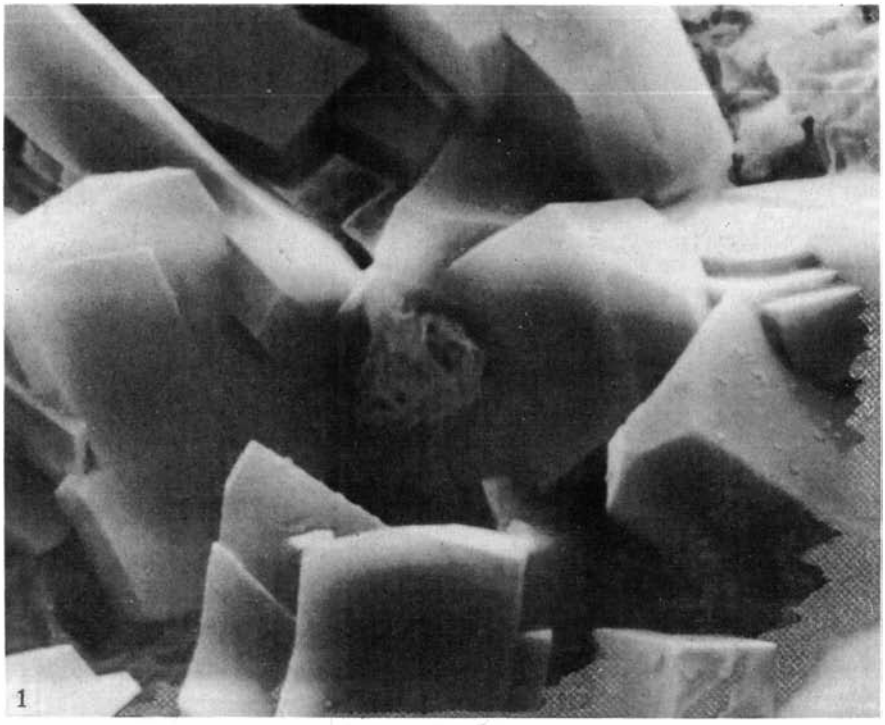

4



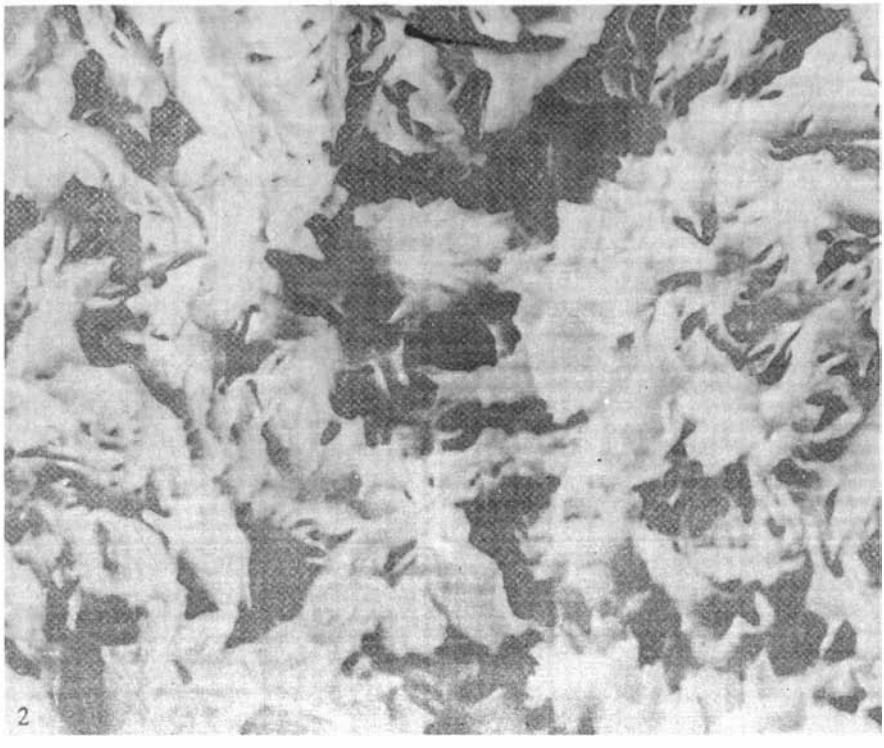
1



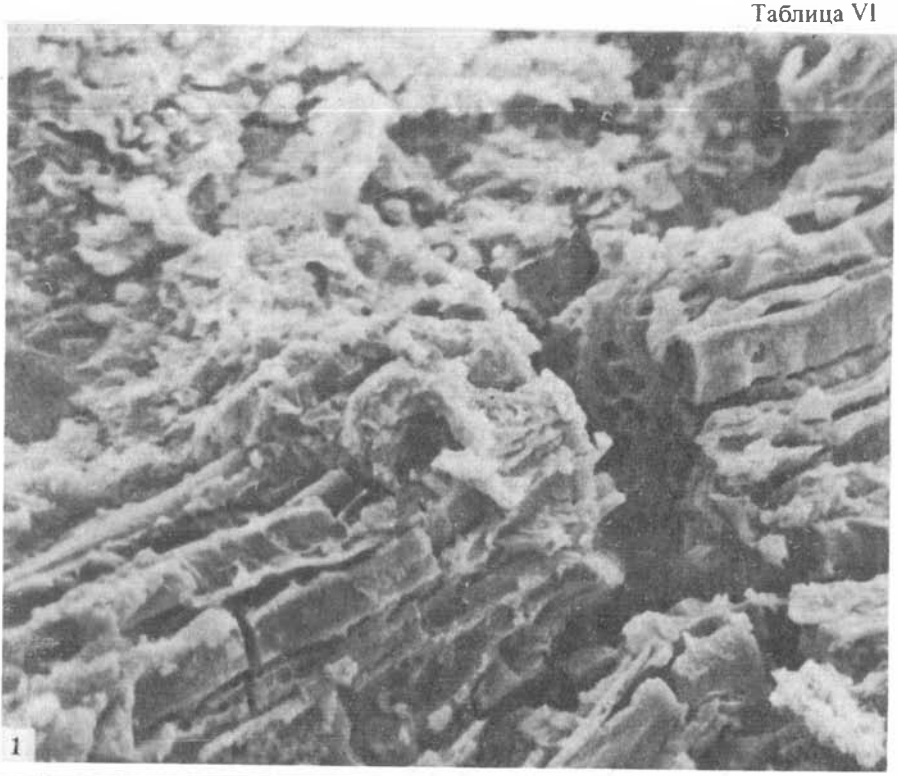
2



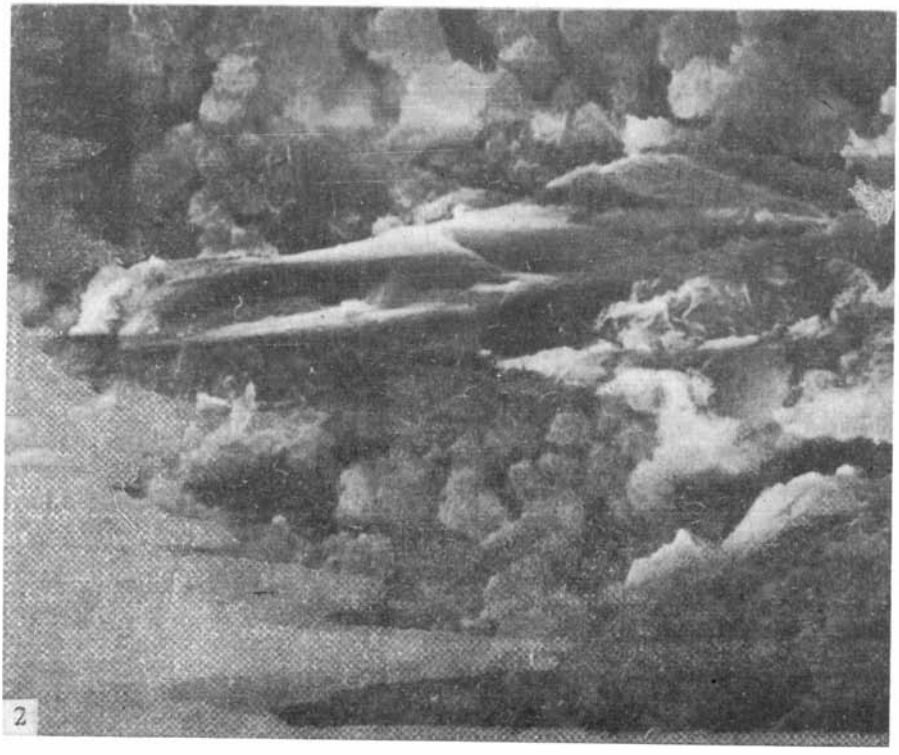
1



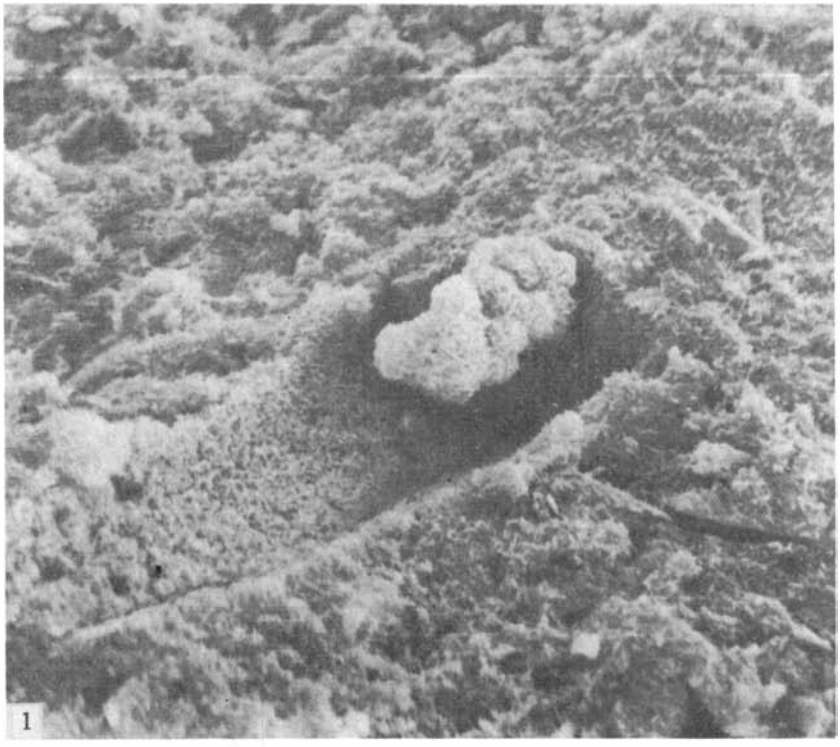
2



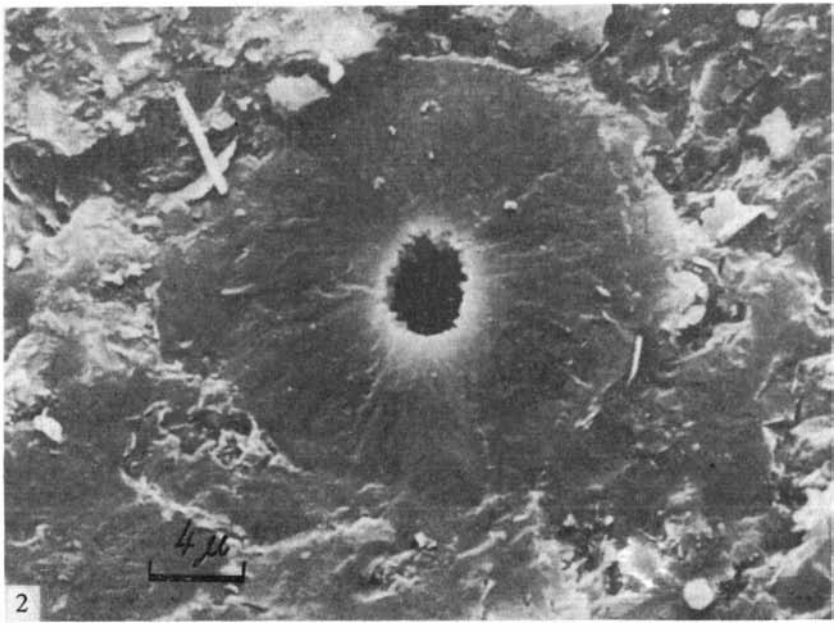
1



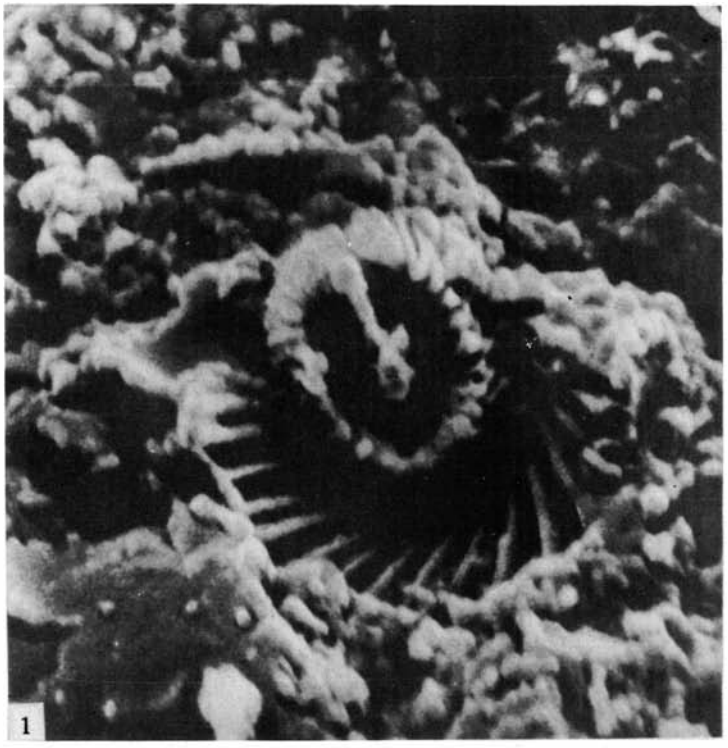
2



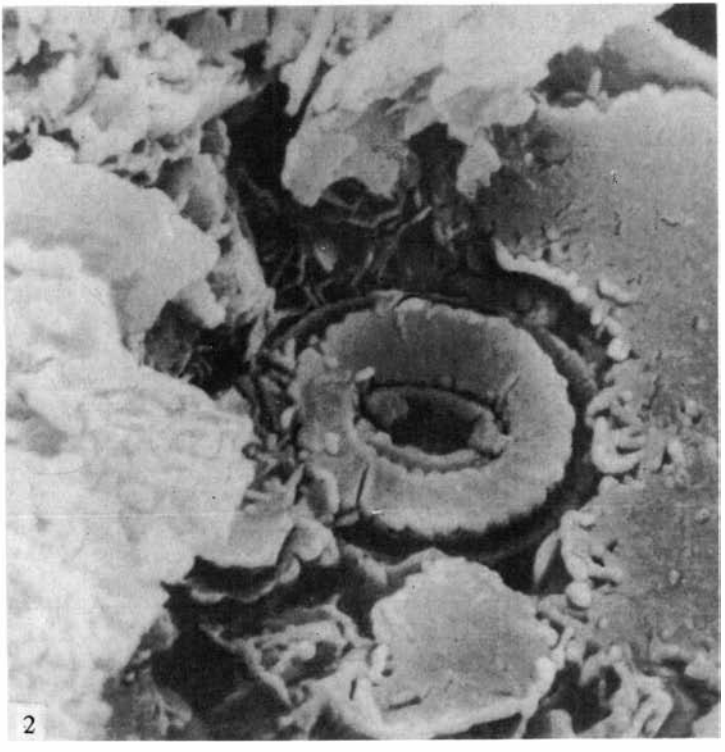
1



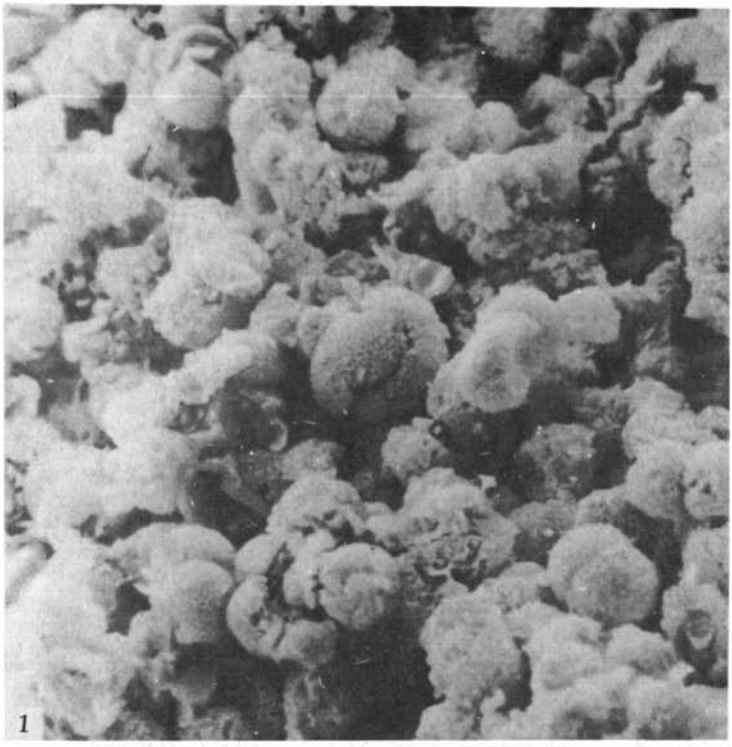
2



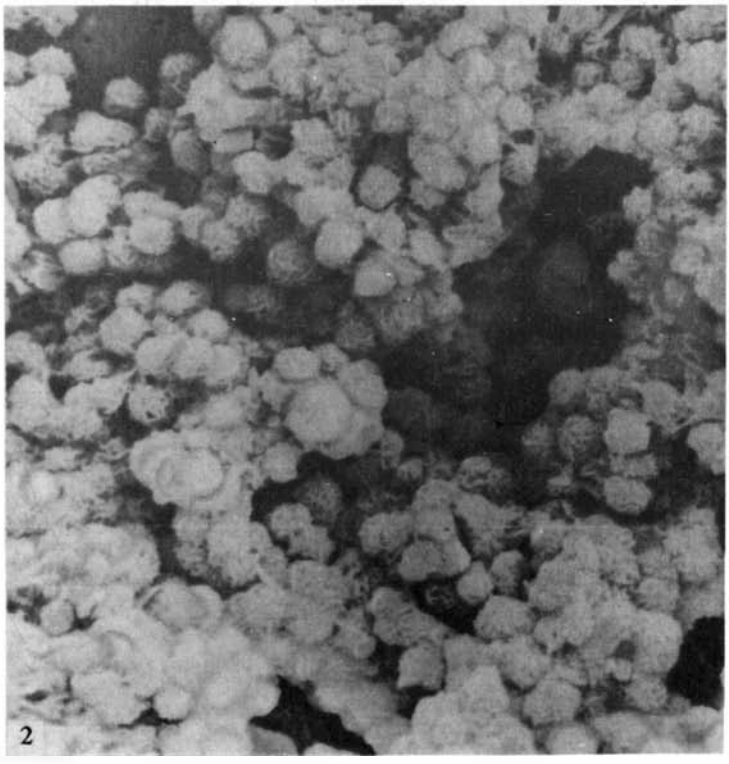
1



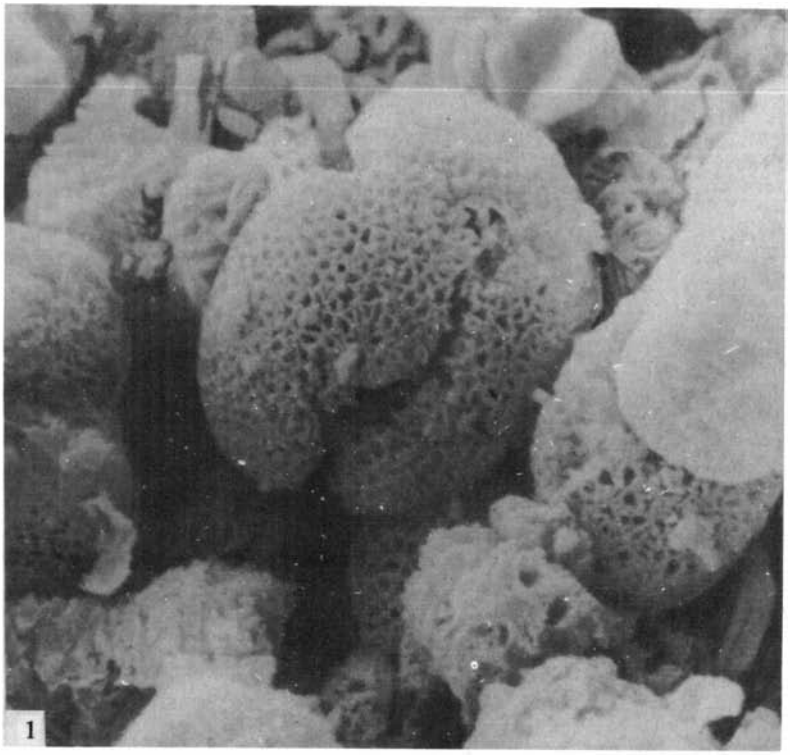
2

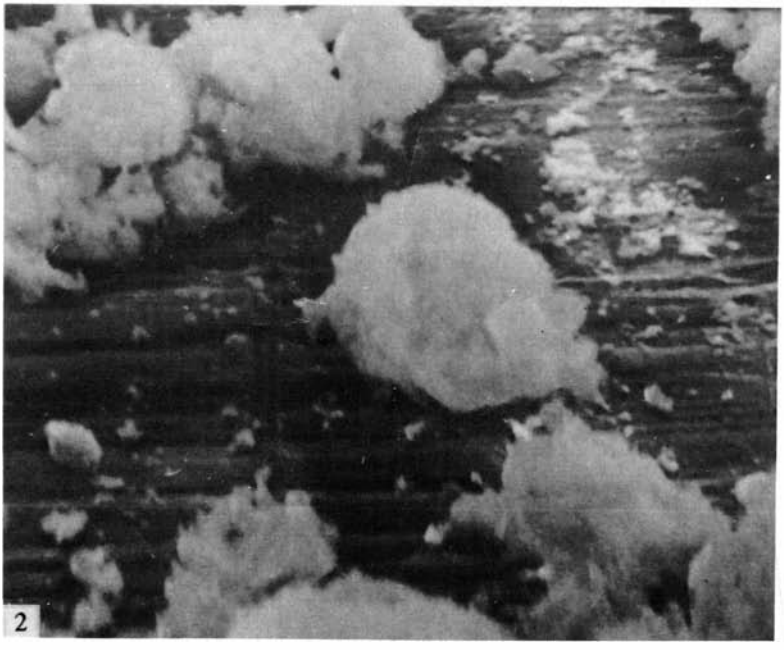


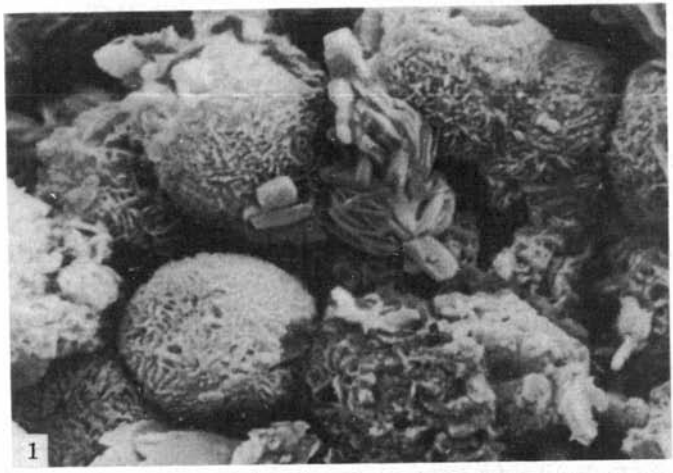
1

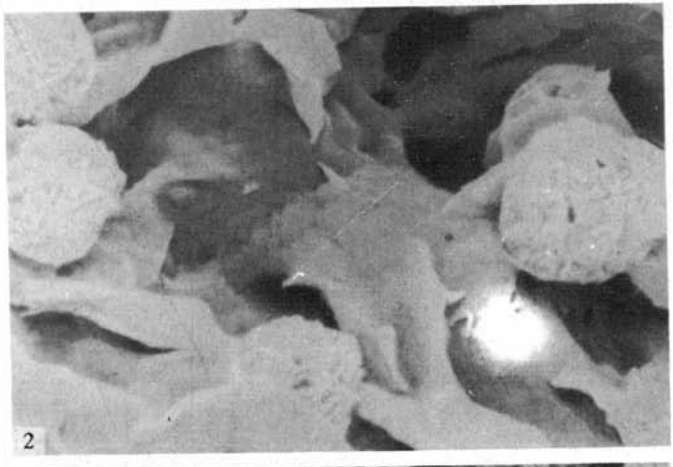


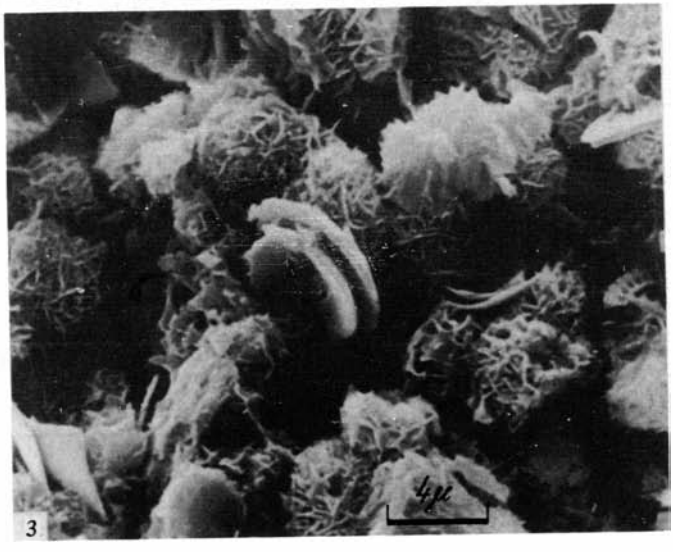
2


1

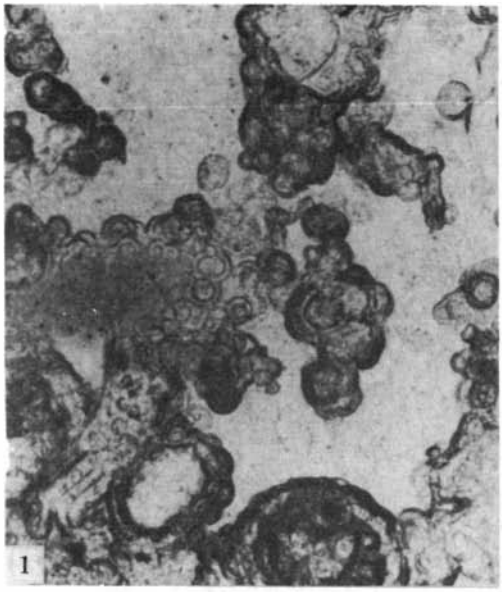

2


1

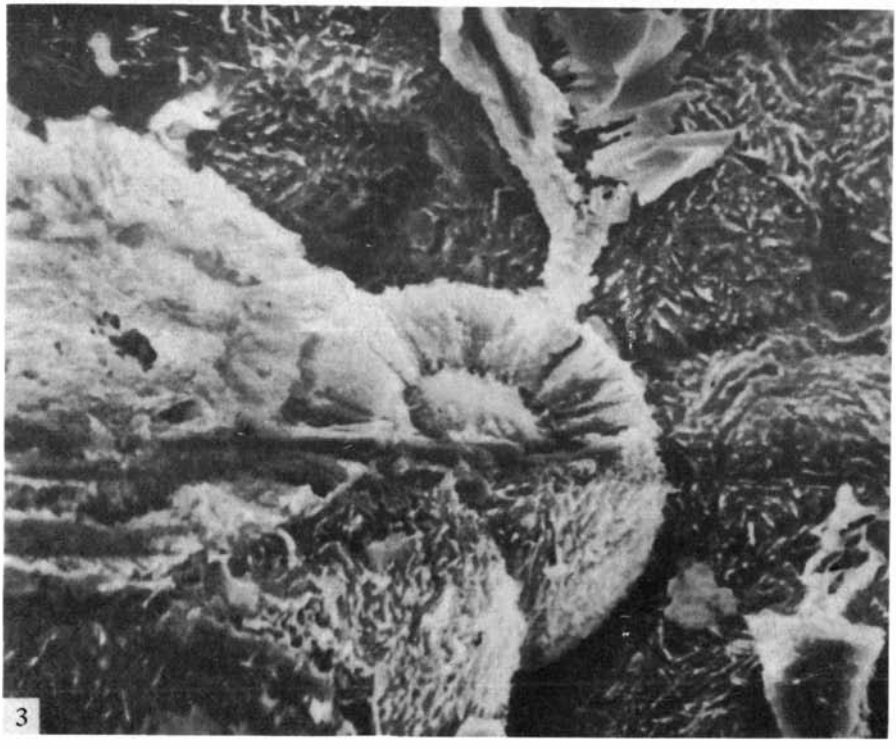

2

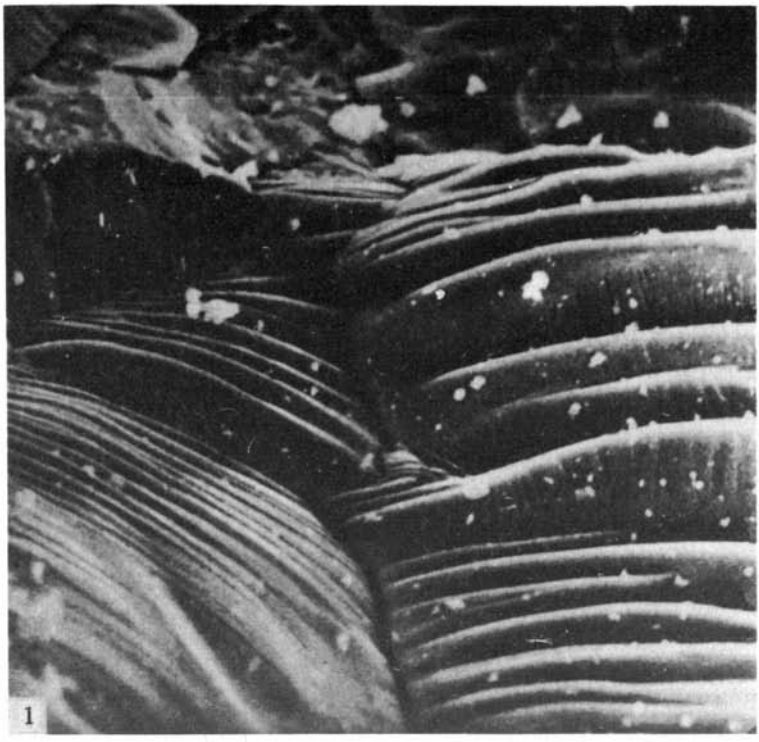


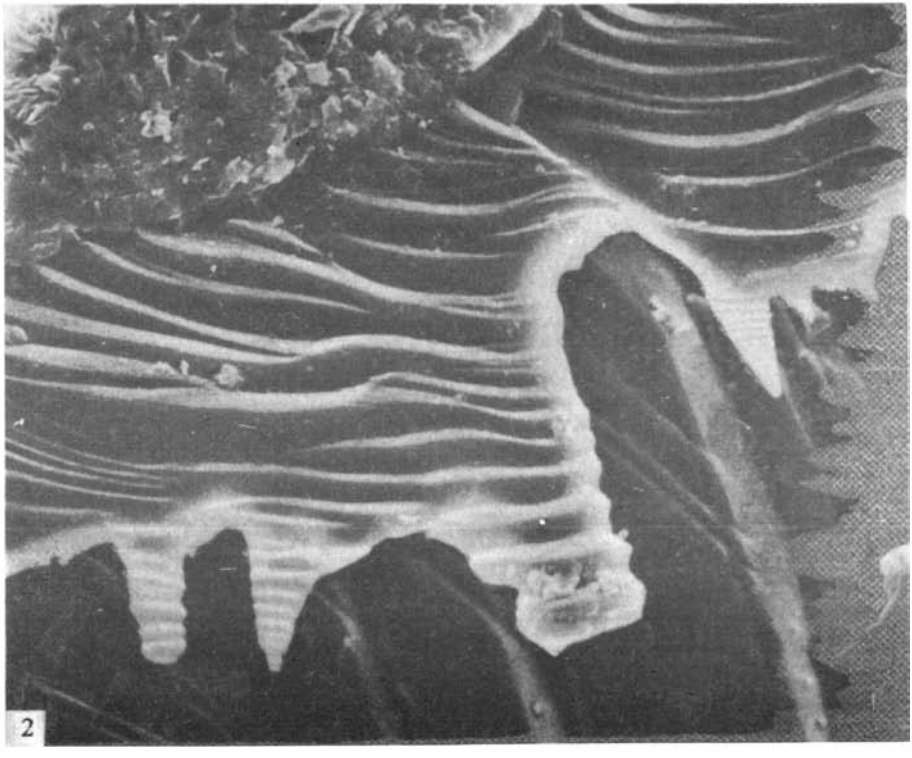
3

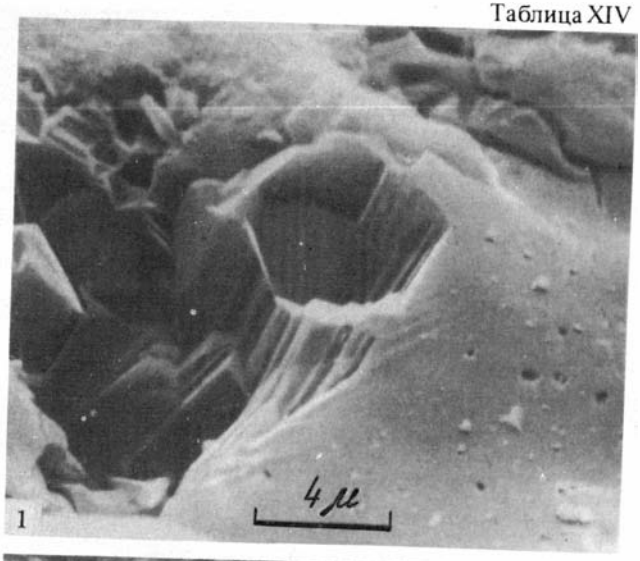

1

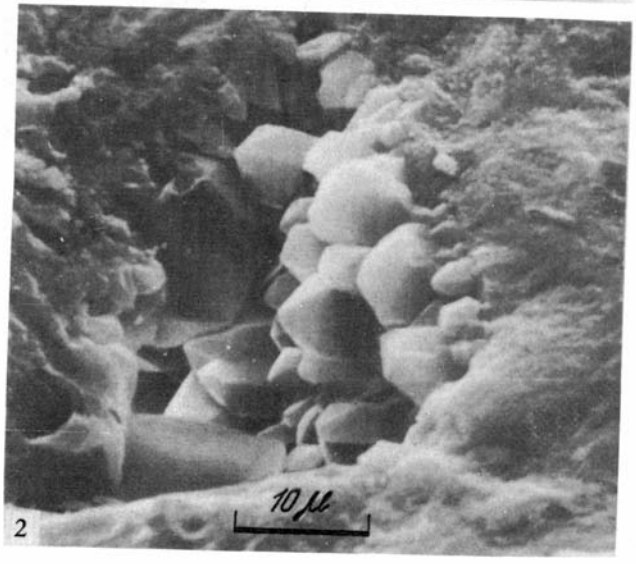
2

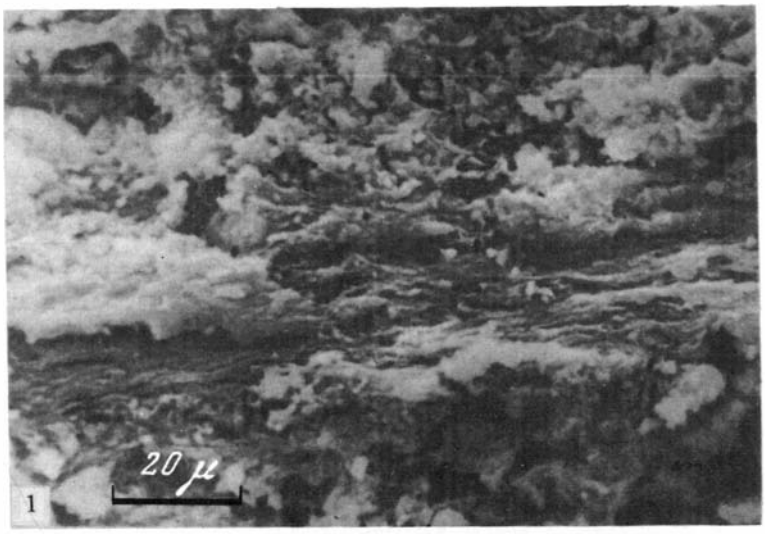

3

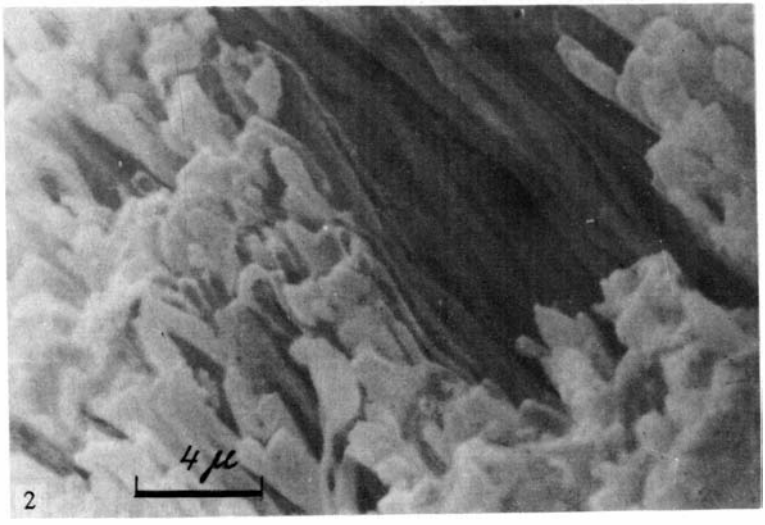

1

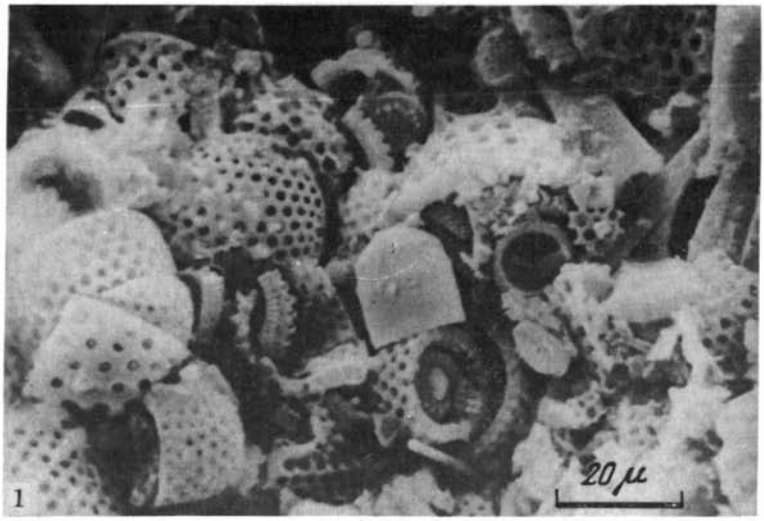

2


4 μ
1

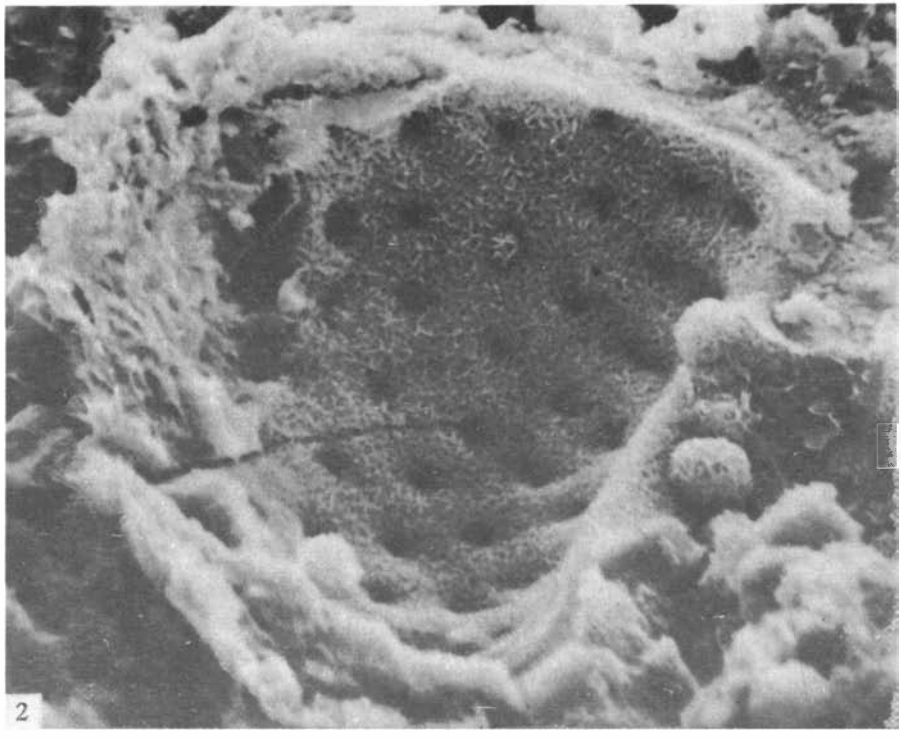

10 μ
2


20 μ
1


4 μ
2

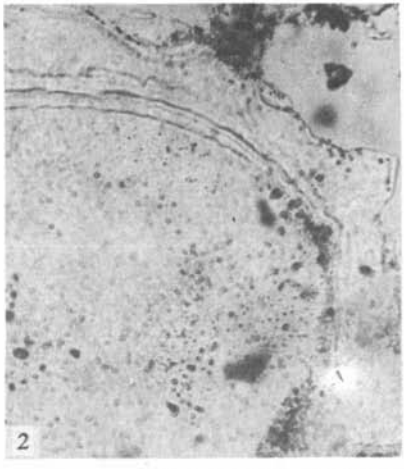


1

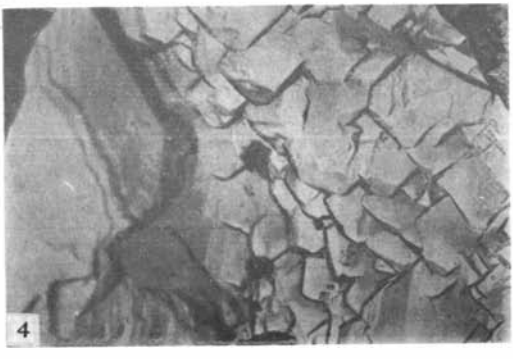


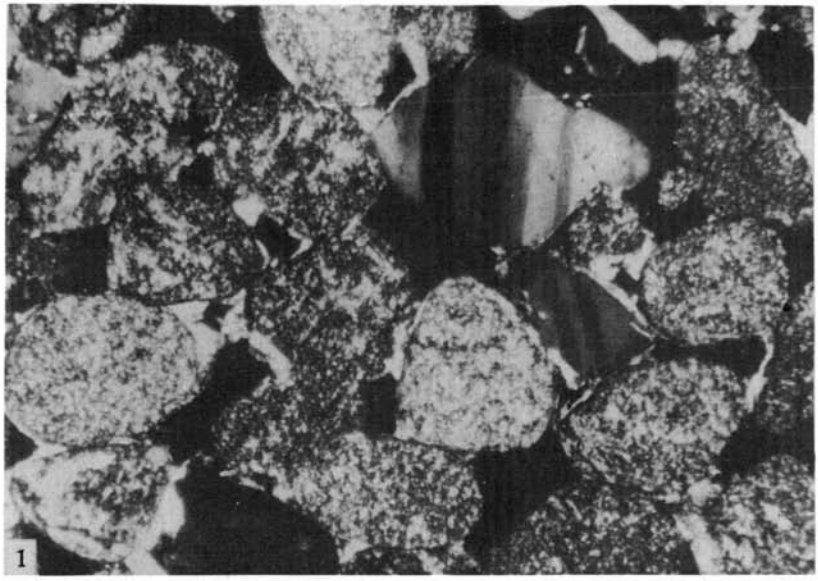
2

1

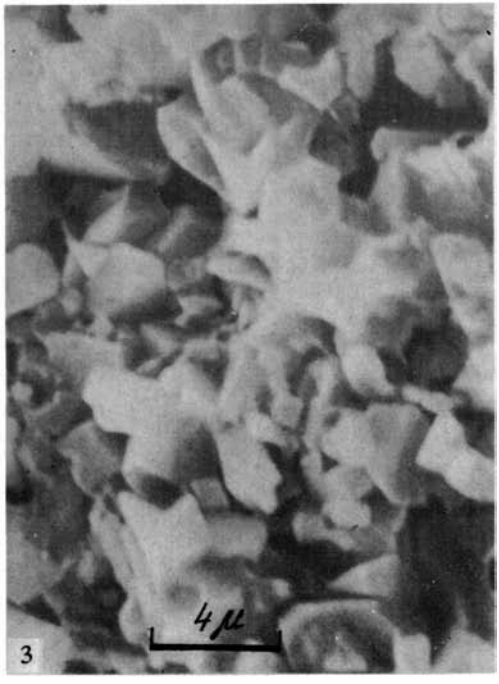

2

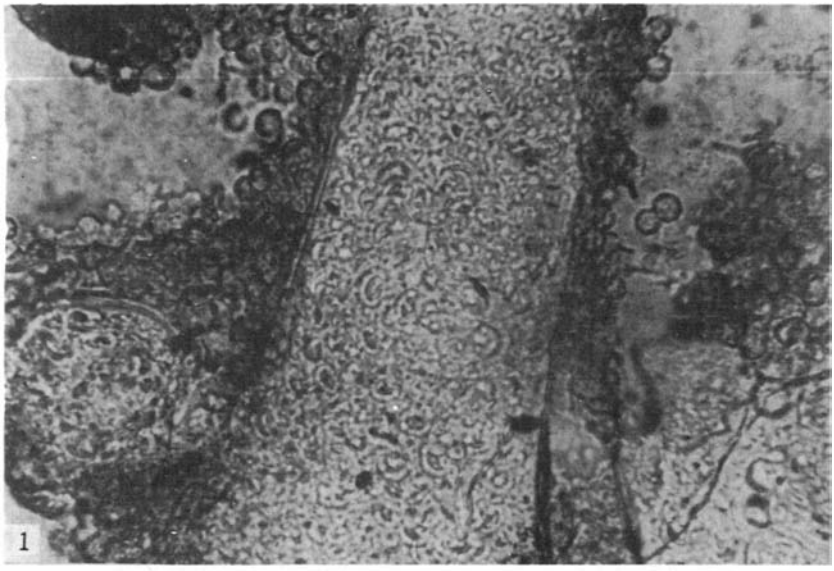
3


4

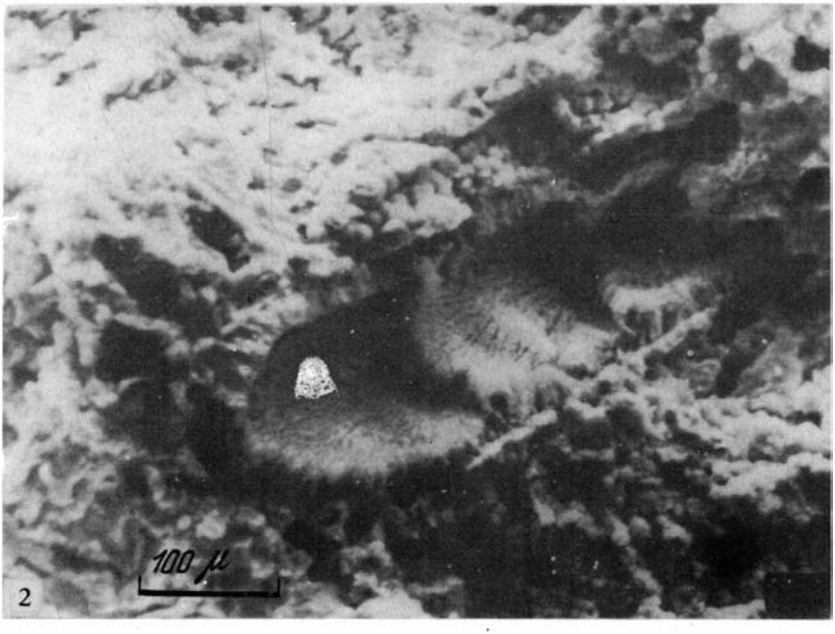

1

4μ
2

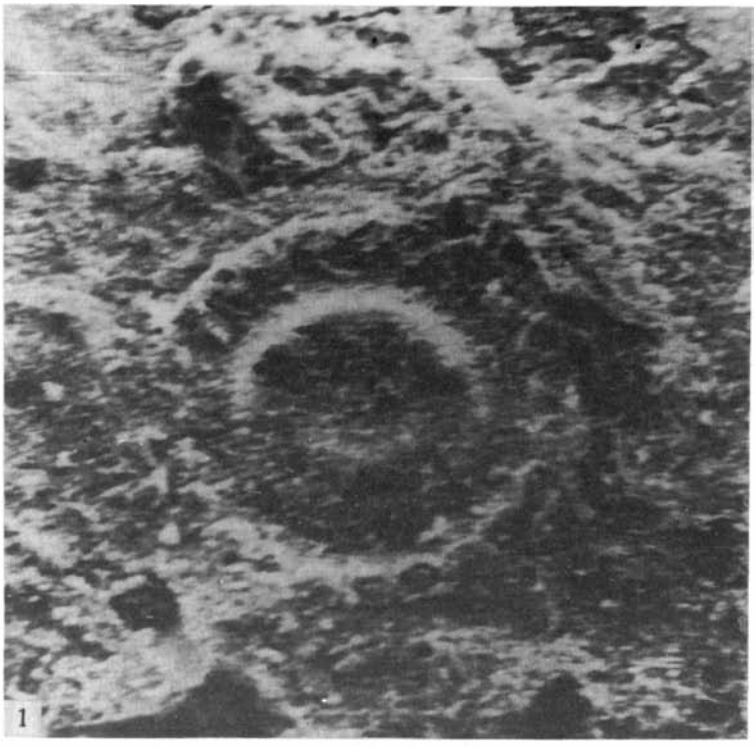

4μ
3



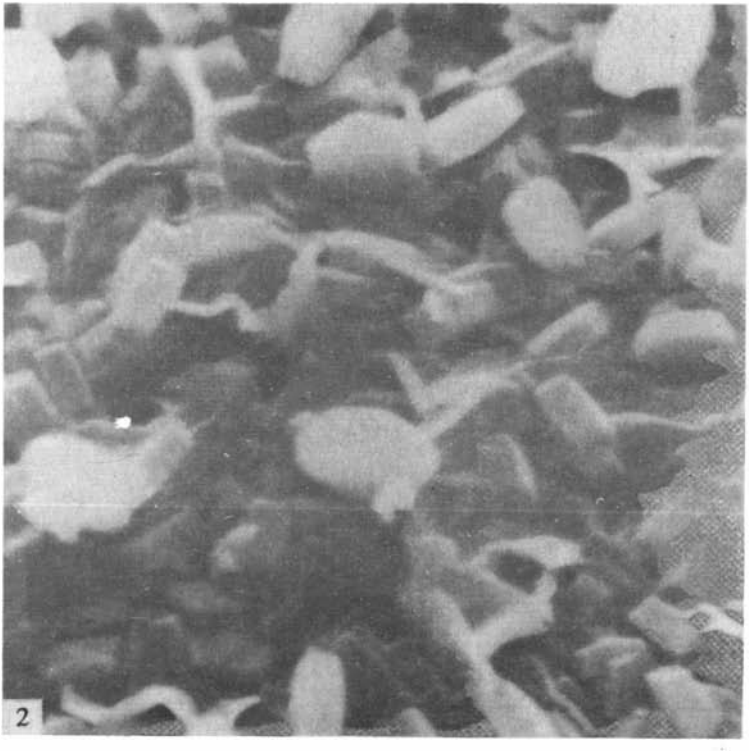
1



2

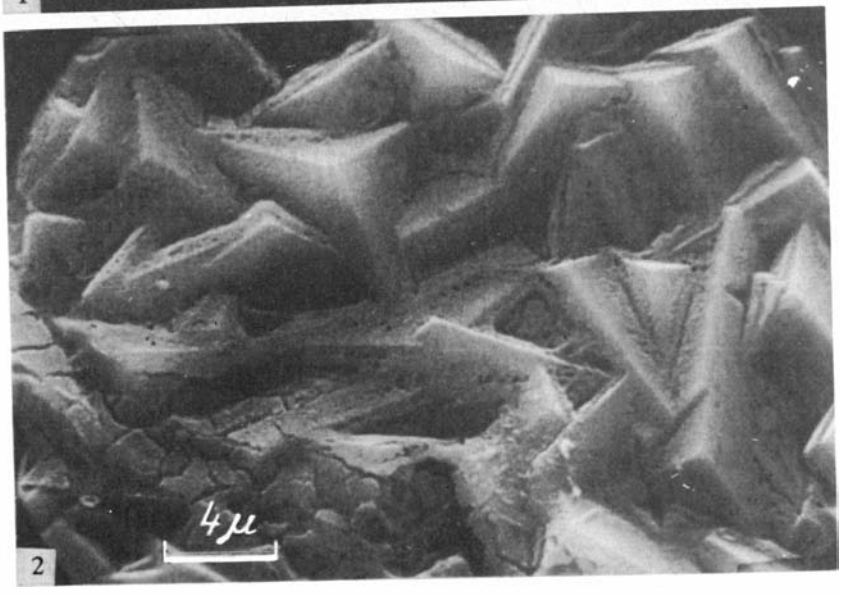


1

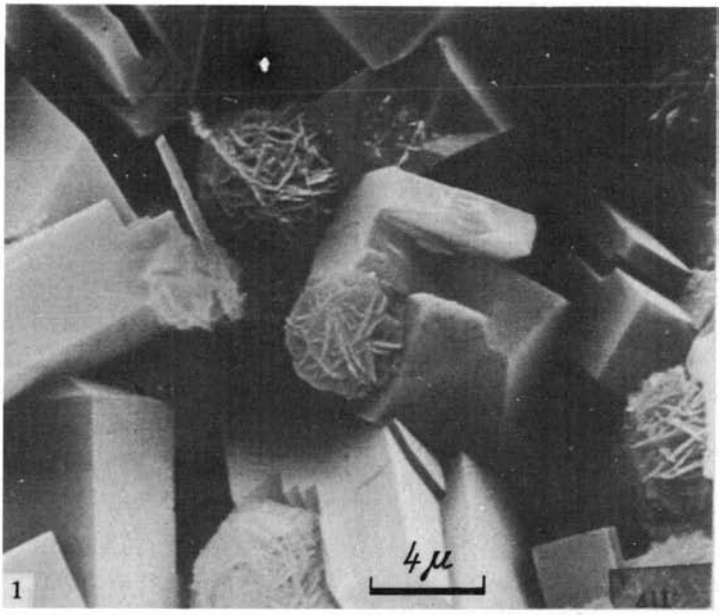


2

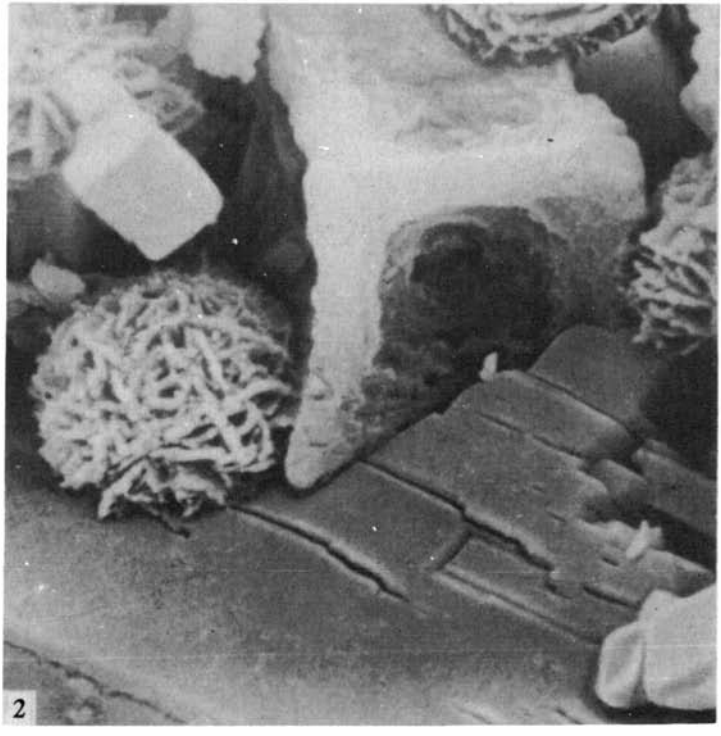
1



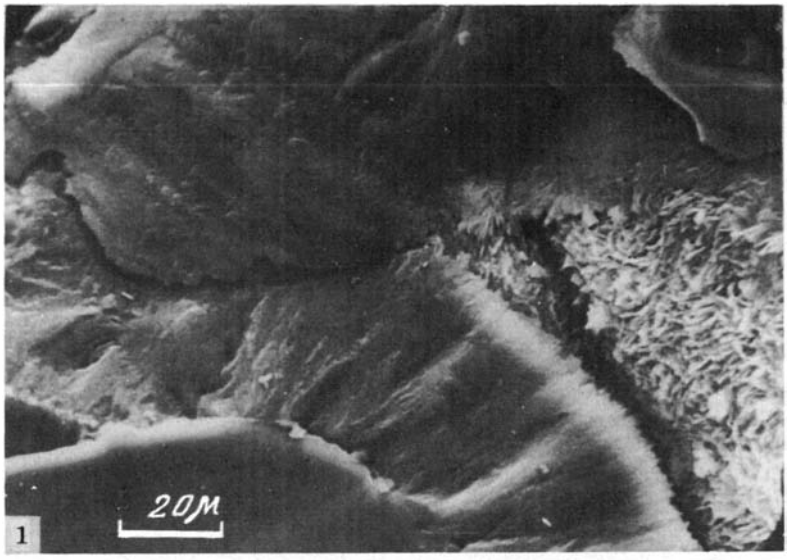
2

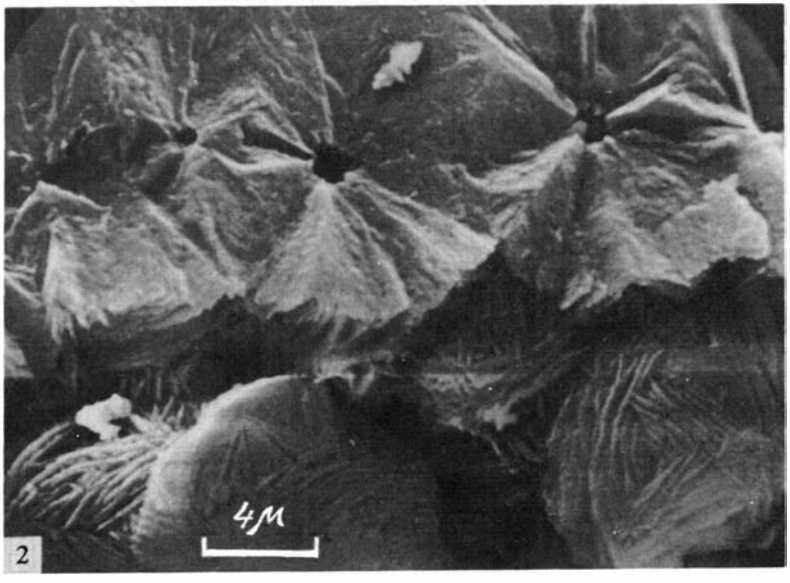


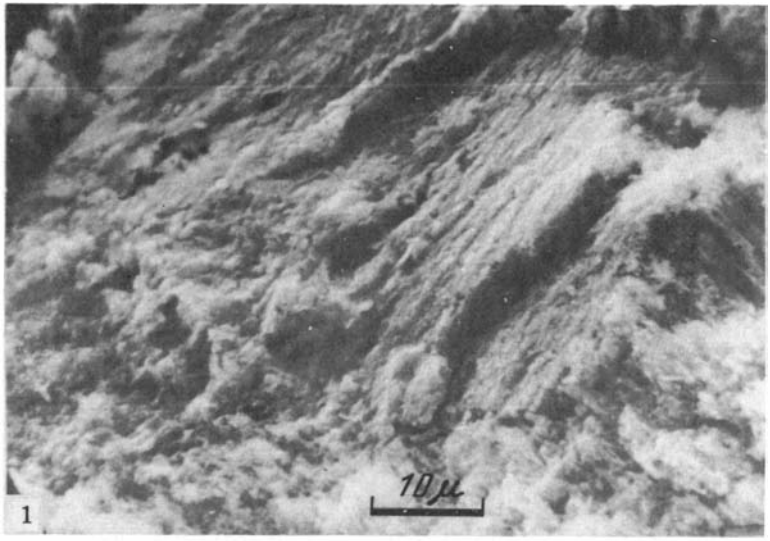
1

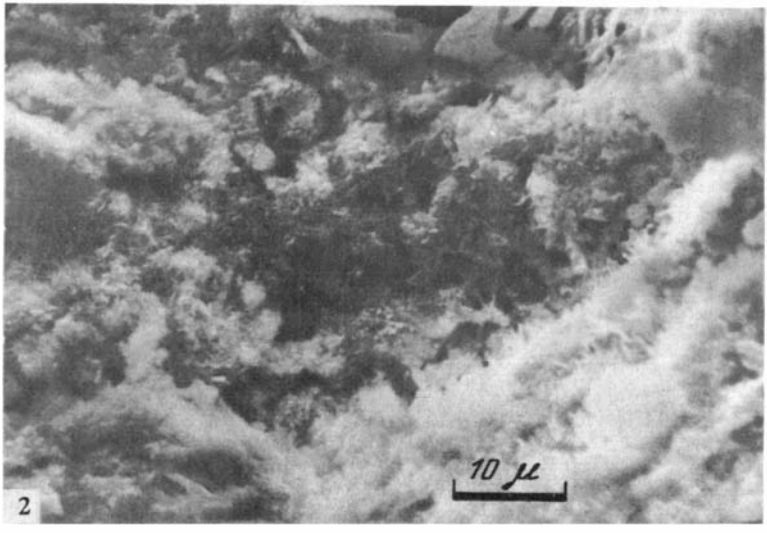


2


20м
1


4м
2


10 μ
1


10 μ
2

что не занимает порового пространства, а сами пески остаются сыпучими. Цементация наиболее чистых кварцевых песчаных пород осуществляется почти исключительно вторичным кремнеземом, образующим массивный опаловый цемент (табл. I, *1*), крустификационный люссатитовый цемент (табл. I, *2*), комбинированный цемент сочетания крустификационных люссатитовых пленок и халцедонового заполнения пор (табл. I, *3*), кварцевый регенерационный цемент (табл. I, *4*) или комбинированный кварц-халцедоновый пленочный цемент (табл. II, *1*). Сравнительно редкими типами цемента являются крустификационный или массивный фосфатный цемент (табл. II, *2*, XXI, *1, 2*). Наряду с этим следует отметить, что наиболее чистые кварцевые пески являются одновременно и достаточно крупнозернистыми. Средне- и крупнозернистые разности песков отмечены практически лишь в пачках чистых кварцевых пород.

Группа олигомиктово-кварцевых песков сложена также в основном хорошо окатанными зернами, но в ее составе чаще появляются зерна средней окатанности или даже угловатые зерна. Кроме того, в этой группе песчаных пород доминируют мелкозернистые их разности и присутствуют неотсортированные (разнозернистые) пески. Последний тип (неотсортированные пески) наиболее показателен для песчаных пород с опоковым цементом. Более разнообразны в этой группе и типы цементации. Наряду с уже перечисленными типами кремнистого цемента (не доминирующего в этой группе) появляются и приобретают ведущее значение глинистый цемент заполнения пор, базальный глинистый (бентонитовый) цемент (табл. II, *3*), базальный опоковый цемент (табл. II, *4*), глауконитовый цемент, карбонатный цемент, различной степени раскристаллизации карбонатного материала.

Тонкозернистые пески и песчаники появляются в виде отдельных прослоек от нескольких миллиметров до 2–3 см мощности. Окатанность зерен в тонкозернистых песчаных породах средняя, а типы цементации аналогичны мелкозернистым песчаникам.

Мезомиктовые кварцевые песчаные породы и полевошпат-кварцевые граувакки содержат как сыпучие разности, так и сцементированные породы. Цементирующее вещество в них представлено опоковой массой, обычно базального типа, глинистой (бентонитовой) массой, также часто базального типа полиминеральным глинисто-алевритовым веществом, выполняющим поры. Окатанность зерен варьирует в широких пределах, и часто в одном образце содержатся хорошо окатанные и угловатые зерна.

Общая тенденция, заключающаяся в обогащении наиболее крупнозернистых песчаных накоплений (крупно- и среднезернистые пески) наиболее устойчивыми минералами (кварц), может свидетельствовать, с одной стороны, о формировании главных масс обломочных пород глауконитово-кремнистой формации за счет многократно перемытого обломочного материала и , с другой, о серьезном влиянии химического выветривания на материал, подвергавшийся размыву и переносу. Факторы, влияющие на образование тех или иных сочетаний устойчивых и неустойчивых минералов в песчаных породах и на распределение минералов разной устойчивости по размерным фракциям и типам пород различной зернистости, рассмотрены в работах Л.В. Пустовалова [1947; Пустовалов, Султанов, 1946] и Н.В. Логвиненко [1951].

Глинистое вещество цемента песчаных пород теснейшим образом связано с аутигенной переработкой тонкодисперсной массы первичного песчаного осадка. В подавляющем большинстве случаев в наборе глинистых минералов присутствуют монтмориллонит, глауконит и смешанослойный минерал монтмориллонит-глауконитового состава. Однако дисперсную массу цемента глауконитовых и обогащенных глауконитом песчаных пород по ряду причин удобнее рассмотреть в разделе "Глауконитовые пески". Здесь же мы остановимся лишь на тех разностях песчаных пород, которые почти лишены глауконита. Как уже было отмечено, к таким образованиям принадлежат пески, занимающие кварцевое поле на главном треугольнике состава (см. рис. 4), и пески, как бы полярно расположенные в нижней части поля на диаграмме и тяготеющие к кварцевым и полевошпат-кварцевым граувакам.

В первом случае (чистые кварцевые пески) обращает на себя внимание присутствие в дисперсной части пород заметных относительных количеств неупорядоченного крис-

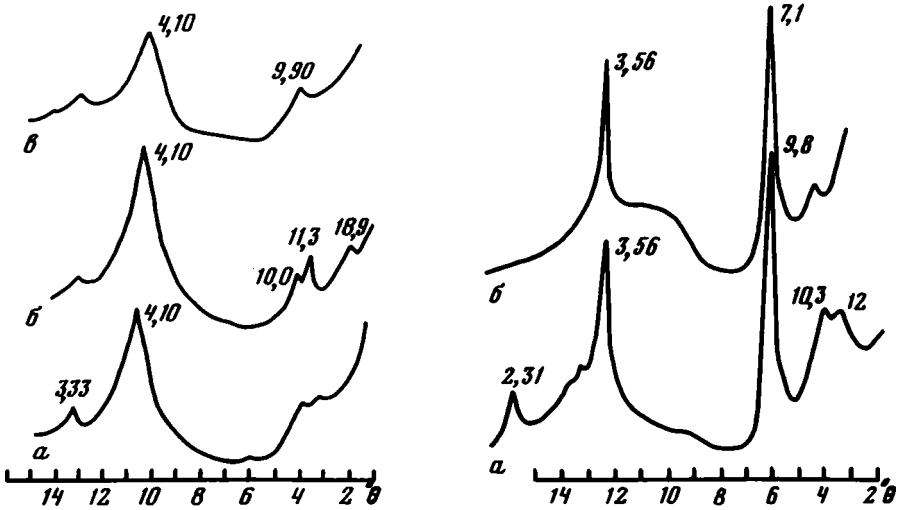


Рис. 28. Дифрактограммы фракций < 1 мкм из кварцевого песчаника (обр. 80/70)
а – природный; *б* – насыщенный глицерином; *в* – прокаленный при 550° С

Рис. 29. Дифрактограммы фракций < 1 мкм из олигомиктового песка (обр. 341/70)
а – природный; *б* – насыщенный глицерином

тобалита. Наряду с этим минералом в меньших и редко в соизмеримых количествах отмечается монтмориллонит, но, как правило, не чистый монтмориллонит, а смешаннослойный, включающий некоторые количества гидрослюдистых слоев (рис. 28). Как видим, наряду с чисто кварцевым составом обломочной части пород в цементе присутствует монтмориллонит и отсутствует каолинит, хотя именно каолинит является одним из важнейших свидетелей перемыва кор выветривания.

Вторая группа песков, включающая заметную часть обломков пород и полевых шпатов, но не содержащих обильного аутигенного комплекса минералов, резко отлична и по составу глинистых минералов. Здесь наряду с монтмориллонитом, гидрослюдами, смешаннослойными минералами присутствует каолинит (рис. 29). Это обстоятельство может показаться парадоксальным, поскольку включение в состав обломочной части песков заметных количеств полевых шпатов и обломков пород свидетельствует об относительной "незрелости" ассоциации. Геологическая позиция рассматриваемых пород также весьма показательна. Это пески, залегающие вне толщ, содержащих опоки и опоковидные породы (!). Присутствие каолинита является свидетелем того самого фонового терригенного сноса, который проявляется не только в каком-то узком участке территории, но и в любом месте платформы, в любом интервале разреза, в котором отсутствуют опоки и опоковидные породы. Некоторая примесь каолинита отмечается и в песках, обогащенных глауконитом, если только эти пески не ассоциируют с опоками и не представляют собою собственно глауконитовые породы (более 50% глауконита).

Наконец, третья группа безглауконитовых песчаных пород обладает переменным составом обломочной части. В ней присутствуют как кварцевые, так и олигомиктово-кварцевые пески, содержащие преимущественно каолиновый или даже чистый каолиновый цемент. Эта группа песков органически связана с диатомитами и образует естественное продолжение фациального профиля диатомит–диатомовый алевритовый песок – песок. Отдельные линзы и прослои этих песков разобщают пачки диатомитов. Здесь мы имеем дело с продуктами размытых почв и кор выветривания и естественной механической дифференциацией дисперсных продуктов перемыва. При рассмотрении состава глинистой части пород по профилю диатомит–песок отчетливо выступает возрастание роли монтмориллонита в более тонкодисперсных породах.

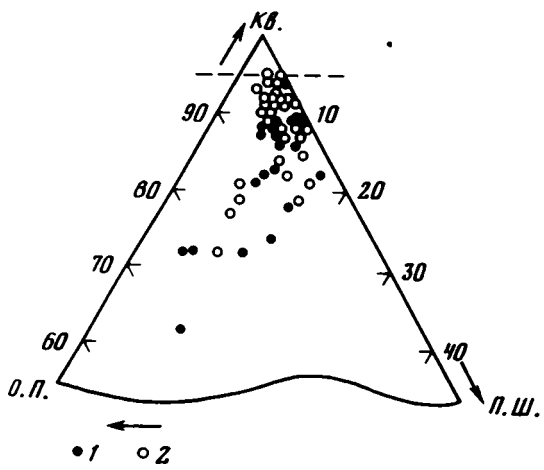
Глауконитовые пески и песчаники

Глауконитовые пески и песчаники, образующие пластовые тела, развиты в пределах формации достаточно широко. Породы, в которых глауконитовые зерна составляют главную массу, приурочены почти исключительно к нижним частям циклов, но пески, обогащенные глауконитом или содержащие глауконитовые зерна в заметных количествах (5–10%), распространены гораздо более широко. Разрозненные зерна глауконита заражают почти все породы песчаных фаций.

Обломочные зерна, разубоживающие собственно глауконитовые песчаники или составляющие основную часть песчаных пород (с глауконитом), представлены главным образом кварцем. Вариации состава обломочных зерен песков и песчаников рассмотрены в предыдущем разделе. Фигуративные точки состава кластического материала собственно глауконитовых песков (> 50% глауконита) укладываются в поле песков на классификационном треугольнике (рис. 30), занимая позиции ниже линии "90% кварца". В то же время пески, сильно обогащенные глауконитом (25–50%), захватывают и поле "мономиктовых кварцевых песков" (по классификации В.Д. Шутова [1967]), вторгаясь в область "до 95% кварца". Лишь область стекольных кварцевых песков, почти не содержащих примеси других обломочных минералов, остается свободной и от примеси глауконита. Эта своеобразная закономерность иллюстрируется гистограммой распределения глауконита в песках с различным содержанием кварца (см. рис. 26). Наряду с этим обнаруживается тенденция прямой корреляции между содержанием глауконита и полевых шпатов в обломочной части песков (рис. 31). Эта тенденция, не столь выразительная на приведенном графике, показывает тем не менее, что бесполевошпатовые пески являются одновременно и безглауконитовыми (!). Таким образом, рассмотрение только состава кластогенных обломков в глауконитовых или в глауконитсодержащих песках позволяет сделать важный вывод о том, что интенсификация глауконитообразования всегда сопряжена с возрастанием доли полевых шпатов в обломочной части пород.

Примесь тонкодисперсного материала в глауконитовых и глауконитсодержащих песках весьма разнообразна. Наибольшую трудность при интерпретации состава тонкодисперсной массы представляет расчленение кластогенной и аутигенной ее части. Лабораторная дезинтеграция даже рыхлых глауконитовых песков неизбежно приводит к переводу некоторых, пусть даже незначительных количеств аутигенной массы (глауконит, монтмориллонит) в суспензию и смешиванию этих компонентов с первичными аллотигенными тонкодисперсными минералами. Однако попытка такого рассмотрения состава дисперсной части глауконитовых песков может быть предпринята с помощью предварительной типизации пород по литологическим и петрографическим признакам. При таком подходе приходится исключить плотные сцементированные разности глауконитовых песчаников, равно как и глауконитовые опоковидные породы, поскольку вторичная цементация этих пород столь значительна, что не позволяет получить сколько-нибудь достоверных данных о составе порового дисперсного вещества. Если же рассматривать рыхлые глауконитовые и глауконитсодержащие пески, то среди них достаточно четко выделяются две разновидности. Первая представляет хорошо отсортированные породы, вторая – породы типа песчаных глин с блоковым расположением гнезд песка и разобщающих линз и фрагментов бентонита. Макроструктура таких пород идентична описанной для опок. Наряду с этим следует разделить глауконитовые пески, слагающие пачки в ассоциации с опоками, и пески, удаленные в разрезе от опоковых пачек.

Рассмотрим первую группу глауконитовых пород, слагающую безопоковые пачки и представленную хорошо отсортированными песчаными образованиями. Пески подобного рода слагают основание тык-бутакской свиты в Примугоджарье (см. рис. 8). Они прослежены в двух разрезах в Кундузды-Сае (обр. 318/70, 324/70, 325/70) и на Тык-Бутаке (обр. 370/70, 373/70) и в разрезе нижнего сеномана в Приднестровье (обр. 163/72, 167/72, 169/72). В обоих случаях в разрезах Примугоджарья в



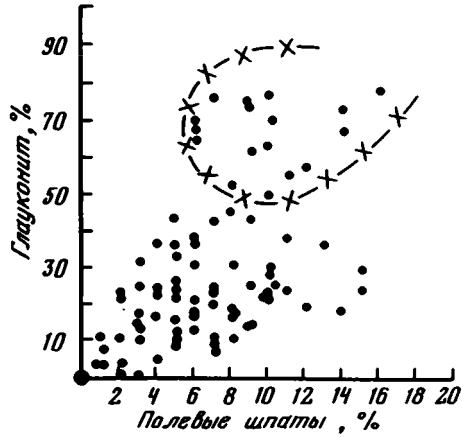


Рис. 30. Диаграмма состава обломочных компонентов глауконитсодержащих и глауконитовых песков

Содержание глауконита, %: *1* – > 50, *2* – 25–50

Рис. 31. Диаграмма зависимости содержания глауконита в песках от количества обломочных полевых шпатов

песках базального слоя цементирующая масса представлена рентгеноаморфным опалом (рис. 32) лишь с незначительной добавкой глауконитового или смешанослойного материала (обр. 318/70). В верхних слоях глауконитовых пачек в дисперсной части отчетливо проявляется присутствие глинистых минералов, а в обр. 325/70 две фазы (гидрослюда и монтмориллонит) образуют уже основную массу. В разрезе нижнего сеномана Приднестровья (рис. 33) тенденция обогащения базальных слоев глауконитовых пачек кремнеземом проявляется также достаточно отчетливо. Одновременно в верхах пачки появляется монтмориллонит. Таким образом, уже в разрезе одной пачки глауконитовых песков проявляется тенденция к образованию монтмориллонита в конце импульса глауконитообразования, начало же импульса характеризуется появлением свободного кремнезема. На фоне такого распределения аутигенных минералов прослеживается и некоторая примесь каолинита.

По-видимому, проявление фонового дисперсного терригенного материала определяется темпом седиментации. При возрастании скорости осадкообразования (бентониты, опоки) дисперсные минералы терригенного фона оказываются подавленными и не обнаруживаются из-за резкого относительного повышения доли аутигенных минералов.

Перейдем теперь к рассмотрению минеральных фаз, слагающих собственно глауконитовые зерна. Сложность этого вопроса во многом связана с неоднородностью глауконитовых образований, сильной изменчивостью состава не толко от зерна к зерну в пределах одного образца, но и даже внутри одного зерна. Примеры такой неоднородности рассмотрены в работах Н.А. Лисицыной с соавторами [1974] и Х. Зумпе [Zumpe, 1971], в которых показаны вариации распределения Si, Fe, K, Ca внутри выбранного глауконитового зерна.

Закономерность таких изменений становится очевидной уже при микроскопическом исследовании глауконитов. Просмотр шлифов позволяет установить многочисленные детали неоднородного строения глауконитовых зерен, появление внутри них зон различной окраски, структуры, наличие включений других минералов (как аллотигенных, так и аутигенных), присутствие зон и каемок разной генерации. Кроме того, в глауконитовых песках часто встречаются псевдоморфозы глауконита по различным органогенным фрагментам (спикулам костной ткани и т.п.). Уже одно перечисление микрос-

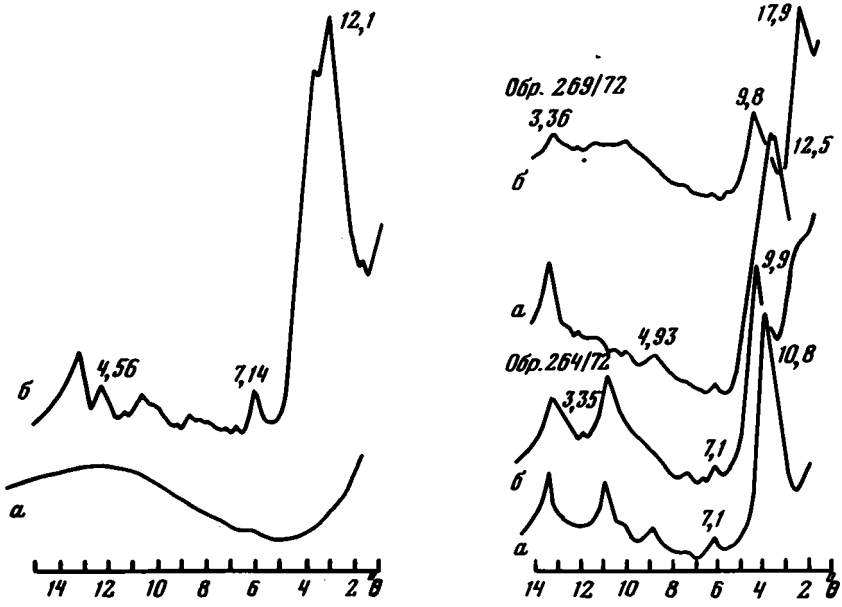


Рис. 32. Дифрактограммы фракций < 1 мкм из палеогеновых глауконитовых песков
а – обр. 318/70, базальная часть пласта глауконитового песка; *б* – обр. 325/70, кровля того же пласта

Рис. 33. Дифрактограммы фракций < 1 мкм из глауконитовых песков альба (Днестр)
Обр. 269/72 – кровля пласта; обр. 264/72 – подошва того же пласта
а – природный; *б* – насыщенный глицерином

копически видимых структурных элементов внутри зерен глауконита предполагает неоднородность их состава. Исследование такой неоднородности оказывается невозможным при использовании оптического микроскопа или при химическом, структурном и других методах, примененных к некоторой сумме глауконитовых зерен (глауконитовым фракциям – магнитным, весовым и т.п.). Изучение неоднородности состава глауконитовых зерен было проведено с помощью микрозонда. Для этого из большого числа мезозойско-кайнозойских глауконитовых песков были выбраны те разности, в которых оказалось возможным найти максимальное количество различных структурно-петрографических типов глауконитовых зерен.

Детальное петрографическое исследование глауконитовых песчаников позволило выделить среди слагающих их зерен глауконита ряд наиболее часто повторяющихся типов глобуль. Важнейшие из них могут быть охарактеризованы следующим образом: 1) микроскопически полностью гомогенные зерна, обладающие по всей массе одним цветом и идентичной тонкоагрегатной структурой; 2) зерна тонкоагрегатной структуры, содержащие систему линейных или слабо искривленных полос (жилок), отличающихся по окраске и структуре от основной массы глауконита; обычно, каждая такая полоска проявляется и при наблюдении в скрещенных николях несколько более высоким двупреломлением или иным характером угасания; 3) зерна слюдоподобной структуры с субпараллельным расположением моно- или псевдомонокристальных пластинок, собранных в единый пакет (зерно глауконита); такие зерна обнаруживают максимально высокое двупреломление и часто интерпретируются как новообразования глауконита по обломочным зернам биотита; 4) зерна с резко выраженной гетерогенной структурой, с включением слюдоподобных блоков, пятен с резко пониженным двупреломлением, зон различной окраски (оттенки зеленого цвета) или даже инородных частиц; 5) зерна глауконита с обильной "сыпью" тонкодисперсного пирита, часто включения пирита обнаруживают тенденцию к зональной кольцевой или блоковой группировке; 6) зерна

коллофана, неравномерно замещенные глауконитом; 7) зерна гомогенной или гетерогенной структуры, окруженные крустификационной каемкой. Ориентация чешуек в каемках чаще всего перпендикулярна периметру зерна, но иногда бывает и обволакивающая, с расположением чешуек параллельно поверхности глауконитового зерна (ядра). В последнем случае рассматривается собственно крустификационная каемка, микроскопически относимая также к глаукониту, но отличающаяся как по структуре, так и по оптическим свойствам от глауконита, слагающего глобули.

Перечисленные семь типов глауконитовых зерен не исчерпывают всего их многообразия, но по проведенным нами предварительным подсчетам составляют в тех или иных соотношениях 98–100% массы глауконитовых песков.

Исследование проводилось на двух, наиболее представительных образцах, включающих максимальное количество разнообразных по структуре глауконитовых зерен: обр. 372/70 из нижнего эоцена Примугоджарья и обр. 227/72 из базальных глауконитовых песков силицитовой толщи (альб) Приднестровья.

Для оценки колебания состава (как химического, так и минерального) нами было предпринято исследование с помощью электронно-зондового микроанализатора Ms-46 ряда петрографически детально изученных глауконитовых зерен [Муравьев, Воронин, 1975]. Зерна глауконита были подобраны с расчетом максимально отразить различные типы их, установленные петрографическими методами. Исследовались предельно гомогенные глауконитовые глобули (обр. 372 и 227) зерна с "жилками" также глауконитового состава (обр. 372 и 227); зерно слюдоподобной структуры (обр. 372); зерно с крустификационной оболочкой (обр. 372); зерно коллофана, частично замещенное глауконитом (обр. 227); петрографически гетерогенное зерно с блоковой структурой (обр. 227); неглобулярная глауконитовая масса, цементирующая глауконитовый песчаник (обр. 227).

Перемещения объекта под электронным пучком осуществлялись таким образом, чтобы пересечь в пределах каждого зерна по возможности все петрографические выделенные участки неоднородного состава. При пересечении двух и более зерен профиль проводился по линии, пересекающей участки неоднородного состава, в пограничной зоне, в области максимального сближения зерен. Линия пересечения зерна электронным зондом совмещена в линейном масштабе с кривыми распределения элементов. Профили пересечения зондом изучавшихся полей достаточно хорошо видны в отраженном свете в виде следа на зернах (рис. 34). С помощью диапроектора увеличенное изображение зерен со следом прохода совмещалось с соответствующими кривыми распределения элементов. Поскольку скорость перемещения объектов при исследовании сохранялась постоянной (10 мкм/мин), масштаб на диаграммах также выдерживался постоянным. Зарисовки контуров зерен и особенностей их строения делались также с помощью диапроектора после совмещения масштабов кривых и линий пересечения. Такой способ изображения позволил получить полностью совмещенный рисунок зерен с соответствующими кривыми и интерпретировать вариации состава в зависимости от той или иной детали в структуре глауконитовых зерен.

Интерпретация данных по содержанию элементов в различных точках вдоль профиля во многом зависит от выбора эталона. В качестве эталона нами был выбран глауконит № 372. Средняя проба чистого глауконита, выделенного на магнитном сепараторе и дочищенного под бинокуляром, имеет химический состав, приведенный в табл. 8. Из этого же глауконита была приготовлена паста (истиранием в небольшом количестве воды) и запрессована в оправу. Комочки запресованной и высушенной пасты исследовались в тяжелых жидкостях для коррекции прессового усилия. Плотность воздушно-сухого эталона (запрессованной пасты) доводилась до величины 2,7, что соответствует средней плотности глауконита № 372. Однако даже приготовленный таким способом эталон отражает лишь плотность средней пробы глауконита, а отдельно взятые зерна и тем более участки зерен отличаются по плотности в достаточно больших пределах. Видимо, с этим в значительной мере связаны различия расчетных составов в выбранных точках и несоответствие суммы снятых с кривых значений 100%.

Рис. 34. След пересечения группы глауконитовых зерен микроанализатором. Увел. 250, отраженный свет

Расчет возможных колебаний состава производился с помощью снятия значений с кривых в выбранных точках профилей. Для крайних наиболее контрастных случаев делалась попытка расчета структурной формулы глауконита для выбранного участка. При этом количества Si, Al, K, Fe, Mg (и Ca в случае его определения) снимались непосредственно с кривых. Содержания Ca, Na принимались равными их среднему содержанию в эталоне (см. табл. 8), а содержание H условно принималось пропорциональным содержанию Si (в сравнении с эталоном). Сумма этих компонентов приводилась к 100%. Мы отдаем себе отчет в том, что расчитанные таким образом структурные формулы ни в какой мере не могут рассматриваться как структурные формулы неких микроскопических монокристаллов. Они представляют собой лишь статистические средние формулы, вычисленные не на базе усреднения многих миллиардов кристалликов, а на основе усреднения состава нескольких десятков или сотен таких кристалликов, сосредоточенных в объеме около 1 мкм^3. Кроме того, вычисленные формулы позволяют оценивать порядок гетерогенности состава каждого зерна при рассмотрении его в масштабе, доступном для оптического изучения.

Рассмотрим последовательно морфологические, структурно-петрографические особенности изученных зерен и связанные с ними вариации их состава. На рис. 35 отражена мелкочешуйчатая микроструктура достаточно гомогенного глауконитового зерна, снятого с помощью сканирующего электронного микроскопа. Произвольная комбинация мельчайших чешуек определяет тонкоагрегатное строение, не разрешающееся при оптическом исследовании. Однако даже зерно такого петрографического типа (рис. 36, обр. 227-1) обнаруживает колебания состава в достаточно широких пределах. Так, содержание K (в %) меняется от 7 до 8 (8,4–9,6 K_2O), Fe – 18–20 (25,8–28,6 Fe_2O_3), Si – 25–27 (53–58 SiO_2) и Al – 2,5–4,5 (4,7–8,5 Al_2O_3). Соответствующие погрешности измерения составляют: K ± 0,4, Fe ± 1, Si ± 0,8, Al ± 0,6, т.е. колебания состава в 2–3 раза превышают возможную ошибку измерения. Рассмотрение кривой позволяет обнаружить не только микроколебания элементарного состава, но и асимметрию зерна. Количество Fe в составе зерна I возрастает в направлении к зерну II, а количество Al соответственно падает в этом же направлении. Зерно II обр. 227 представляет частично замещенный глауконитом коллофан. Степень замещения

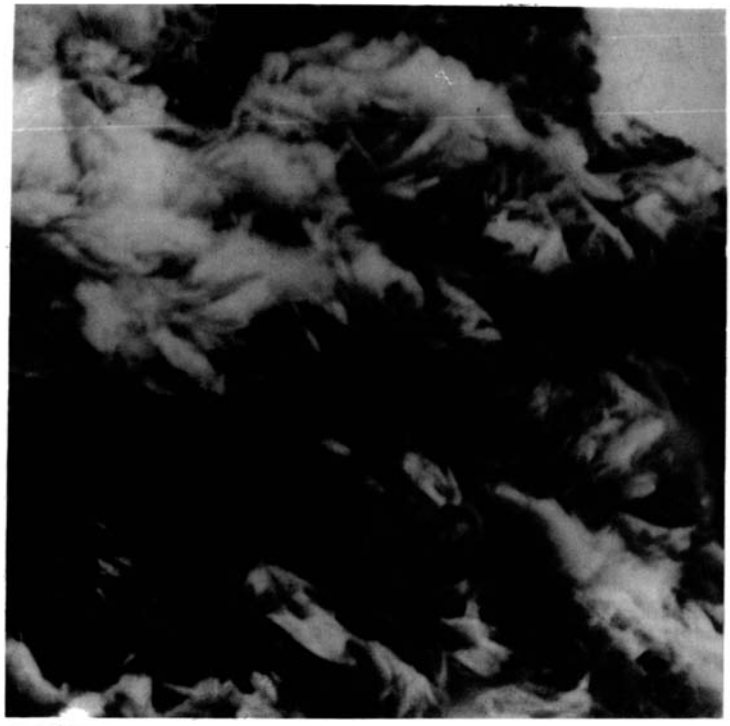


Рис. 35. Скол зерна глауконита. Растровый электронный микроскоп, увел. 10 000

чрезвычайно контрастно отражается в зеркальном характере кривых Ca и P, с одной стороны, и Si, Fe, Al, K и Mg – с другой. Следует отметить, что зоны замещения, выделенные при микроскопическом изучении этого зерна, отражают распределение глауконита и фосфата лишь в общих чертах. Кривая распределения элементов гораздо более чутко реагирует на нюансы состава. Не исключена вероятность того, что некоторые относимые к глаукониту зерна окажутся еще в значительной мере обогащенными реликтами фосфата кальция. Видимо, с этим обстоятельством связано повышенное содержание P_2O_5 в различных глауконитах, в которых не удается микроскопически обнаружить примеси фосфатных зерен.

Участки глауконитового цемента между зернами II и III и зернами III и IV включают, помимо собственно глауконита, микроскопически видимые мельчайшие зерна кварца пирита, слюд и т.п. Вариации состава этих участков чрезвычайно трудны для интерпретации, тем более, что в пределах профильной линии зона возбуждения часто захватывала одновременно два или несколько разнородных компонентов.

Зерно III представляет резко выраженный гетерогенный глауконит, образованный по обломочку туфа. Стеклянная масса его замещена глауконитом, но микролиты

Таблица 8

Химический состав глауконитовых зерен обр. 372/70, вес. %

SiO_2	TiO	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO
48,78	0,40	9,34	17,75	1,27	1,57
		Al	Fe		Ca
		4,94	13,4		1,11

видны оптически. Помимо этого, и различные зоны собственно глауконита отличаются по тону окраски, микроструктуре, расположению чешуек и т.п. Все это создает чрезвычайно пеструю картину распределения состава внутри зерна (рис. 37). Экстремальные значения для различных точек только оптически установленного глауконита отличаются по K на 2,5 (3% K_2O), по Fe на 3% (4,3% Fe_2O_3). Наряду с этим микроскопическое исследование позволило установить внутри зерна IV четкое полосчатое чередование зон с различной микроструктурой глауконита. Однако колебания состава (K, Fe, Al и Mg) оказываются не связанными с этими зонами. Во всяком случае вариации в количествах этих элементов не могут быть прямо скоррелированы с петрографически выделенными зонами. Но вариации в содержании Si отразились достаточно четко и проявили два главных структурных мотива этого зерна.

На рис. 38 представлено зерно I глауконита обр. 372/70, пересеченное жилками глауконита же, но обладающего иным оттенком зеленого цвета и иным (меньшим) показателем преломления. Во всех случаях такие жилки обладают несколько пониженным содержанием Fe и K и менее отчетливым (как бы смещенным) снижением Al и Si. Такое синхронное понижение количеств всех главных элементов может быть связано лишь с зонами разуплотнения (сумма элементов меньше 100%). По-видимому, в данном случае мы имеем дело с повышенным количеством монтмориллонита или смешанослойного глауконит-монтмориллонита, участвующих в строении этих жилок. Аналогичная картина наблюдается при расчете состава крустификационной каймы на зерне III обр. 372/70 (рис. 39). Структурная формула слагающего кайму минерала, рассчитанная по значениям, снятым с кривых в точке, отмеченной стрелкой (см. рис. 39), имеет вид

$$K_{0,33}Na_{0,02}Ca_{0,17}(Mg_{0,38}Fe^{2+}_{0,06} + Fe^{3+}_{0,82}Al_{0,84})_{2,1} \cdot (Si_{3,96}Al_{0,14})\,O_{10}(OH)_2 \cdot 0{,}76H_2O$$

и резко отличается от структурных формул в двух экстремальных точках, выбранных внутри зерна (отмечены стрелками на рис. 39, зерно II обр. 372/70). Эти формулы имеют соответственно вид

$$K_{0,62}Na_{0,02}Ca_{0,10}(Mg_{0,54}Fe^{2+}_{0,07}Fe^{3+}_{0,88}Al_{0,62})_{2,11}\,(Si_{3,66}Al_{0,34})O_{10}\,(OH)_2 \cdot 0{,}45H_2O$$

$$K_{0,80}Na_{0,02}Ca_{0,10}(Mg_{0,58}Fe^{2+}_{0,08}Fe^{3+}_{1,11}Al_{0,40})_{2,18}\,(Si_{3,44}Al_{0,56}O_{10}\,(OH)_2 \cdot 0{,}5H_2O.$$

Как видно из сравнения приведенных формул, снижение доли K и Fe неизменно коррелируется с увеличением Si в тетраэдрических позициях, т.е. в этих случаях можно говорить о возрастании "монтмориллонитовости" данных участков зерен глауконита.

Последнее зерно IV обр. 372/70 (рис. 40), представляет пакет слюдоподобной структуры, состоящий из чередующихся пластинок с относительно более высоким или низким показателем преломления и двупреломления. Именно такие зерна рассматриваются как глауконитизированные слюды. Четко различимое слоистое строение зерна, чередование пластинок с различными оптическими константами отражены в исключительно сильном расчленении кривых содержания элементов. В этом зерне наблюдается зеркальность конфигурации различных кривых, свидетельствующая о различной степени глауконитизации исходного зерна слюды. По-видимому, попавшее в осадок

MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	P_2O_5
3,59	0,12	6,71	6,61	2,81	0,66
Mg		K			
2,16		5,56			

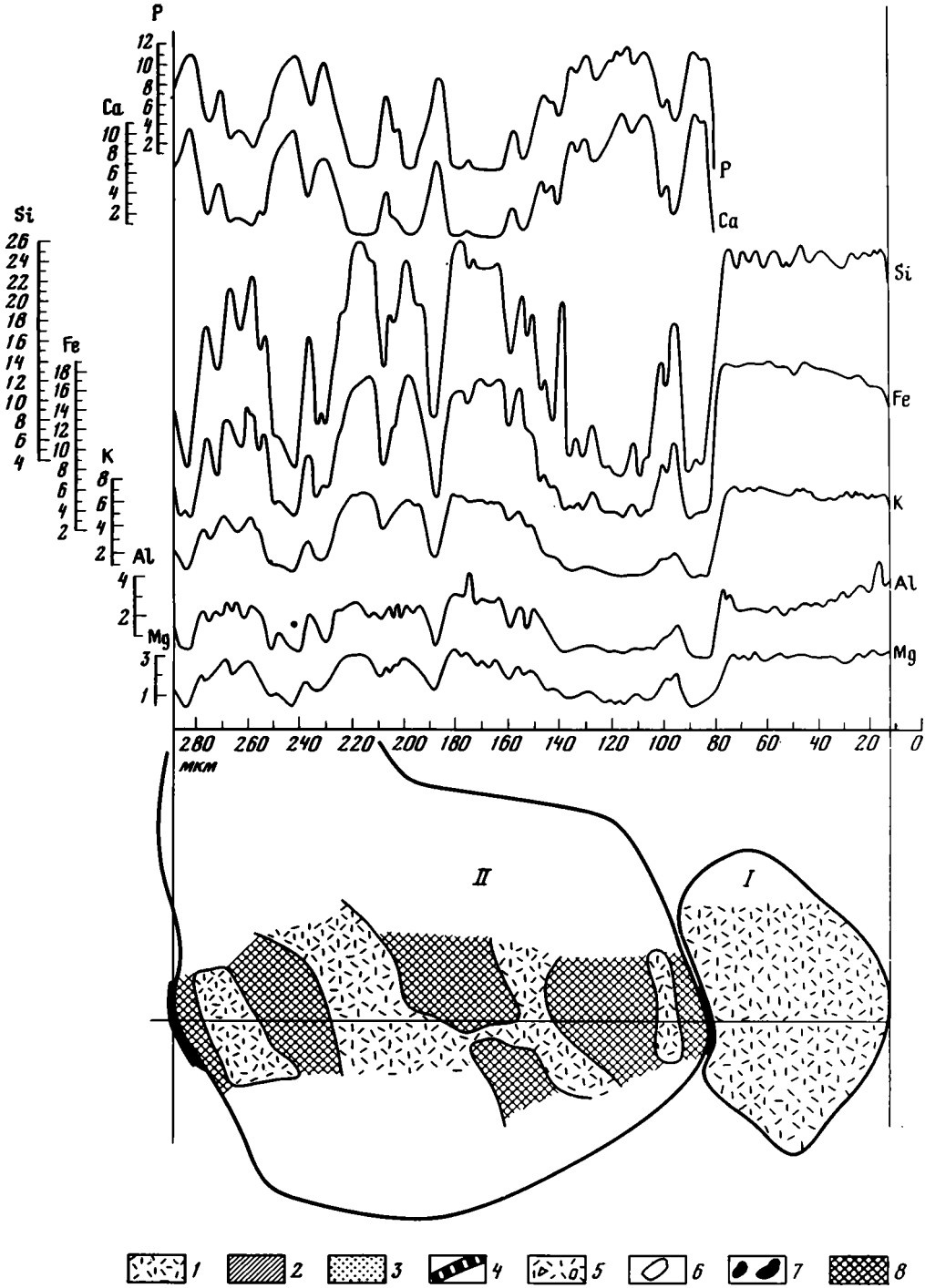


Рис. 36. Состав зерен I и II обр. 227/72 по линии пересечения микрозондом

1–5 – глауконит: *1* – основная гомогенная масса, *2* – участки, отличающиеся микроструктурой, *3* – участки, отличающиеся цветом, *4* – крустификационная кайма, *5* – брекчиевидная глауконитовая масса (цемент); *6* – включение других минералов; *7* – пустоты; *8* – коллофан

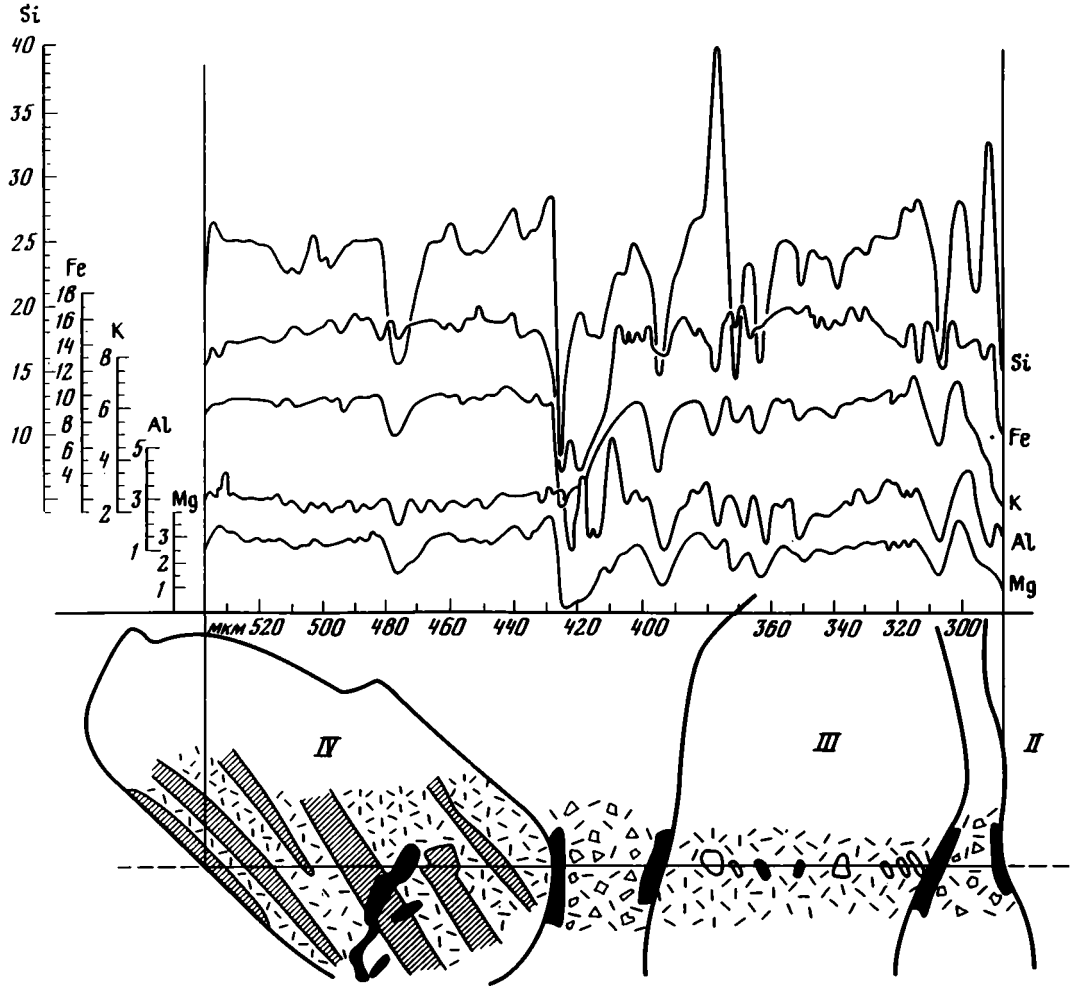


Рис. 37. Состав зерен III и IV обр. 227/72
Условные обозначения см. на рис. 36

зерно было уже в какой-то мере затронуто процессами изменения (хлоритизации, гидратации) и представляло пластинчато неоднородную матрицу, по которой развивался глауконит. Так, в отдельных участках (пластинках) зерна снижение количеств Si, Al, K сопровождается возрастанием доли Mg и Fe. Не исключено, что именно эти участки зерна были еще до его глауконитизации в значительной мере хлоритизированы. Наряду с этим можно отметить тенденцию к корреляции значений Si и Al, с одной стороны , и Fe и K, с другой. Видимо, главное проявление неоднородности в этом зерне связано с чередованием сублинейных зон (пластинок), в большей или меньшей степени обогащенных монтмориллонитом или смешанослойными монтмориллонит-слюдистыми пакетами. Во всяком случае сильные колебания Si и Fe в этом зерне не могут быть связаны с оптически наблюдаемыми включениями других минералов (кварц, пирит), они приурочены к смене различно окрашенных и различно двупреломляющих полос.

Рассмотрение кривых показывает, что колебание состава, наблюдающееся внутри каждого глауконитового зерна, достигает значительных величин (до 5–8% Si; более

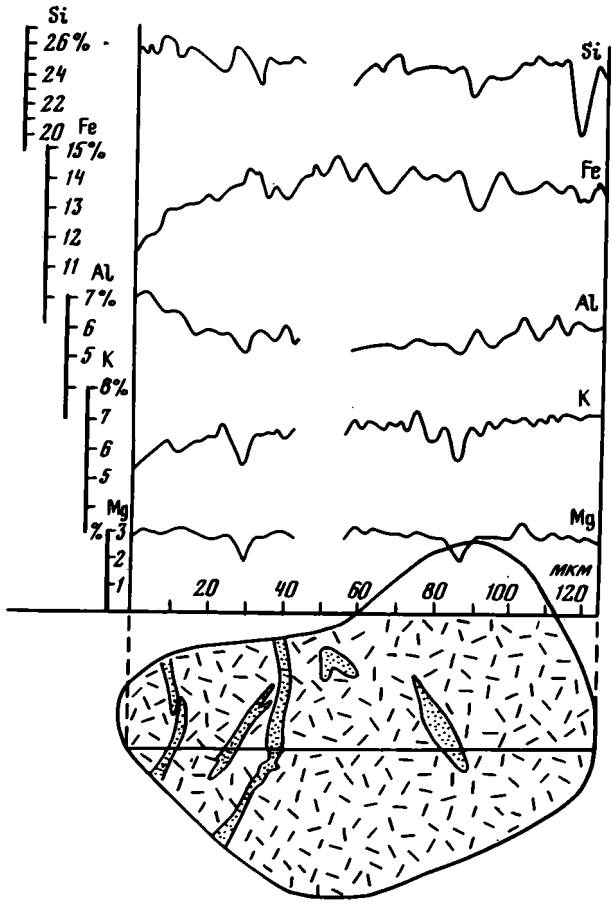


Рис. 38. Состав зерна I обр. 372/70
Условные обозначения см. на рис. 36

4% Fe; до 2,5% K). Столь сильные колебания состава внутри зерен глауконита от точки к точке интересно сравнить с колебаниями состава, вычисленными для дробных весовых фракций глауконита В.Д. Шутовым и др. [Shutov et al., 1973]. По данным этих исследователей, отклонения содержания K_2O в различных плотностных фракциях глауконитовых песков составляют около 1,5%. Однако внутри каждой плотностной фракции происходит усреднение состава не только различных зерен, но и участков, слагающих эти зерна. Парадоксально то обстоятельство, что гетерогенность различных участков одного зерна глауконита оказывается даже большей, чем гетерогенность усредненных составов различных плотностных фракций глауконитового песка в целом. Столь сильные колебания состава глауконита ставят под сомнение возможность вычисления его кристаллохимических формул на базе валового анализа "чистых" глауконитовых фракций, дробных плотностных, магнитных и тому подобных фракций, выделенных из какого-либо образца и даже на базе химического состава одного зерна глауконита. Скорее, речь может идти о среднестатистическом его составе.

В этой связи правомерен вопрос о номенклатуре глауконита и о том, является ли глауконит минералом или это только колломорфное минеральное образование, включающее железистые диоктаэдрические слюды, смешанослойные минералы и монтмориллонит. Ж. Милло [1968] предлагает различать термины "глауконит", понимая под

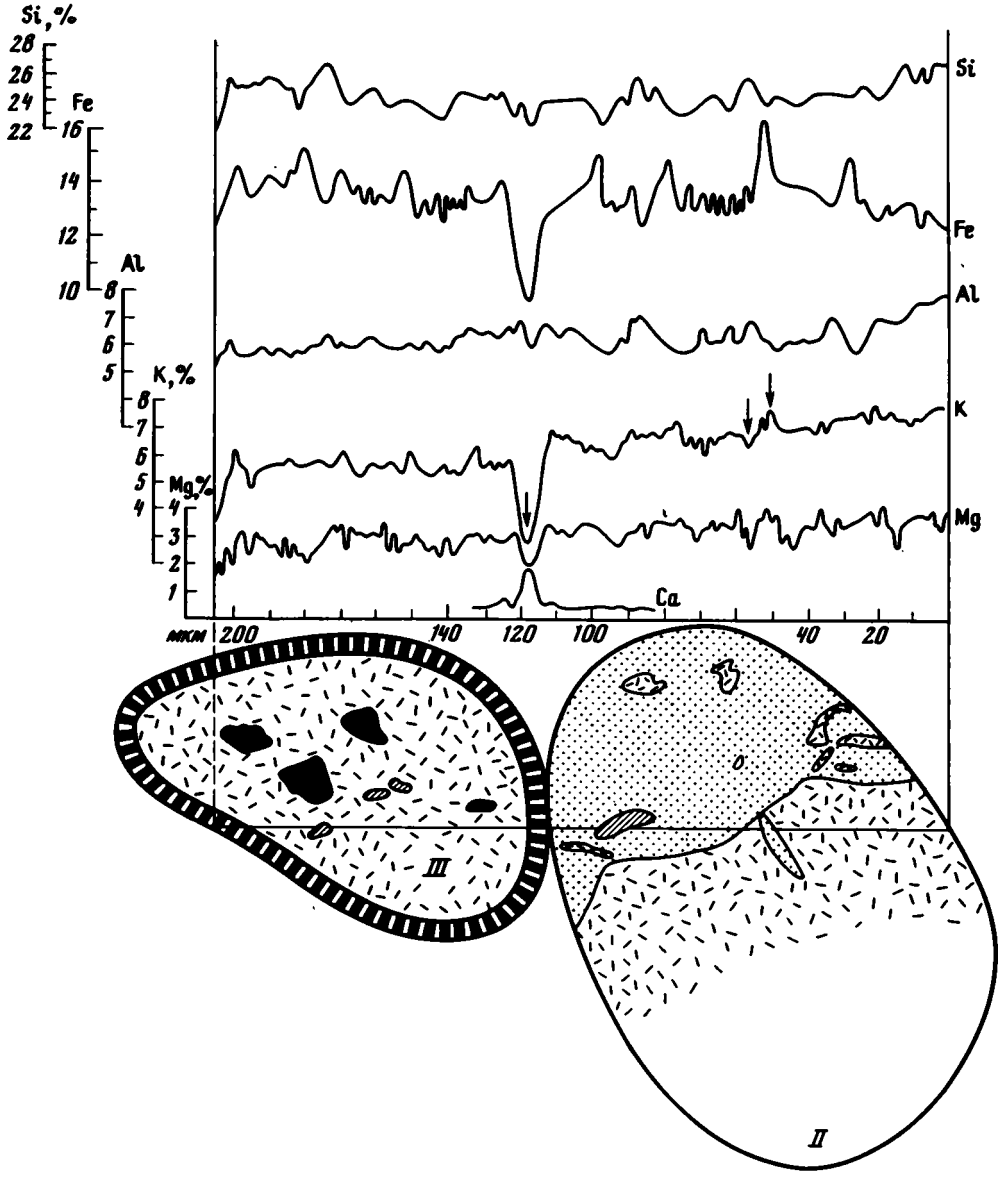


Рис. 39. Состав зерен II и III обр. 372/70
Условные обозначения см. на рис. 36

этим железистую диоктаэдрическую слюду, и "глаукония", что должно соответствовать зернистым агрегатам и агрегатным зернам зеленого цвета, включающим железистые гидрослюды, монтмориллонит и смешанослойные минералы. Однако разграничение понятий "глауконит – минерал" и "глауконит – колломорфное зерно", если и необходимо, то вряд ли возможно с помощью введения нового термина. Название "глауконит" столь прочно вошло в литературу для обозначения колломорфных зерен соответствующего облика и состава, что любое введение нового термина (хотя и оправданное) не может рассчитывать на успех. Различия в понимании термина "глауконит", по-видимому, лишь в малой степени связаны с накоплением новых данных о его строе-

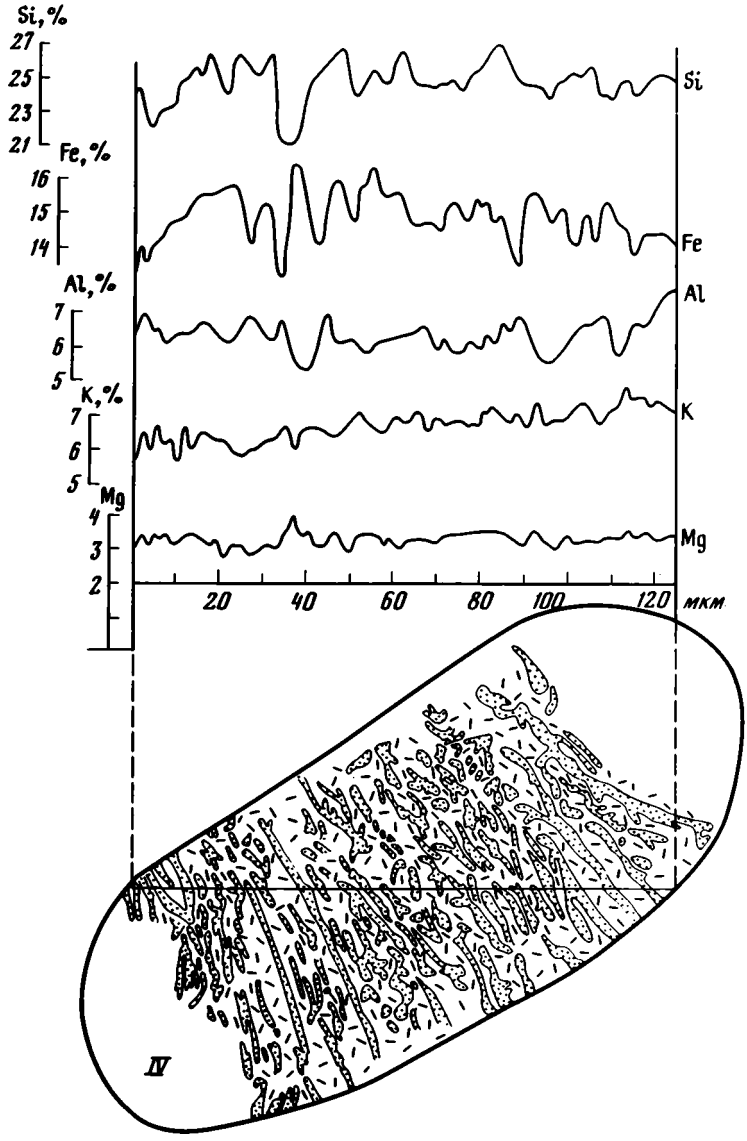


Рис. 40. Состав зерна IV обр. 372/70
Условные обозначения см. на рис. 36

нии, составе зерен, структуре, химизме и т.п. Так, в достаточно ранней работе И.П. Антипова-Каратаева и И.Д. Седлецкого [1943] в составе глауконитовых зерен выделяются собственно глауконит (минерал), монтмориллонит и серицит как самостоятельные фазы, включенные в агрегатные образования. В то же время в более поздних работах Д. Хауэра [Hower, 1961] и Д. Барста [Burst, 1958] под глауконитом понимается само колломорфное образование, а структура его (глауконита) трактуется как неупорядоченно смешанослойная. На основании процента разбухающих слоев в его составе Д. Хауэром делается попытка типизации различных глауконитов. Двоякое понимание термина "глауконит" заставляет относиться к этому термину с достаточной осторожностью и терпимостью.

По-видимому, следует ограничиться теми названиями, которые широко применяются в литературе (глауконит и глауконитовые зерна), понимая под глауконитом диоктаэдрическую железистую слюду, а под глауконитовыми зернами – колломорфные агрегаты, включающие как глауконит, так и монтмориллонит и смешанослойные образования, участвующие в их строении. При таком понимании терминов не возникает необходимости в замене названия "глауконитовый песок" на "глаукониевый песок" и т.п.

Интерпретация неоднородности состава глауконитовых зерен позволяет перейти к пониманию тех данных, которые получены при исследовании суммарного состава "чистых" глауконитовых фракций. В работе М. Цимбальниковой, В.А. Дрица и А.Л. Дмитрика [1973] описаны разнообразные морфологические типы диспергированных масс глауконитовых зерен и показана связь между морфологией частиц и дифракционными картинами, полученными от исследованных глауконитовых фракций. Возрастание доли монтмориллонитового компонента проявляется как на дифракционных кривых, так и в морфологии дисперсных частиц. Как показано В.Д. Шутовым с соавторами [Shutov et al., 1973], участие самостоятельной минеральной фазы монтмориллонита и смешанослойных минералов типа глауконит-монтмориллонит в строении глауконитовых зерен наблюдается в самых широких пределах. При этом отмечается, что монтмориллонит может являться исходным материалом при формировании глауконитовых зерен. Для его перехода в глауконит необходимо, чтобы исходный материал оказался в среде, одновременно поставлявшей и K и Fe.

Изучение глауконитового материала из верхнемеловых и палеогеновых образований глауконитово-кремнистой формации позволило раздельно рассмотреть ряд генетически различных образований. Химический состав фракций глауконитовых зерен из бесцеолитовых песков, песков, обогащенных цеолитами, опоковидных песчаников, биогенных силицитов представлен в табл. 9. В табл. 10 приведены значения $d_{(001)}$ этих же фракций. Нетрудно видеть, что "степень монтмориллонитовости" или доля участия смешанослойных минералов в строении глауконитовых зерен, во всей их совокупности не коррелируется с содержанием железа. В этом плане трудно согласиться с выводом И.В. Николаевой и др. [1971; Николаева, 1977], связывающей обогащение глауконитовых зерен смешанослойными образованиями типа иллит–мотмориллонит с выносом железа и обогащением алюминием в процессе изменения первичного глауконита. С этими же процессами (позднейшими изменениями) И.В. Николаева связывает и осветление зерен, появление зеленых или желто-зеленых окрасок, возникновение трещин и т.д. Цвет глауконитовых зерен также не является функцией их "железистости": так, глауконитовые зерна обр. 42/72 имеют зелено-черный цвет, обр. 263/73 и 267/72 – темно-зеленый, содержание Fe_2O_3 в их составе 14–16%. В то же время светло-зеленые зерна глауконита в обр. 299/70 и 302/70 содержат 17–19% Fe_2O_3.

Присутствие разбухающих пакетов и даже доминирование их в высокожелезистых "глауконитах", равно как и отсутствие заметных количеств разбухающих слоев в глауконитах с высоким содержанием Al_2O_3 свидетельствуют лишь об участии в структуре поликомпонентных агрегатов (глауконитовых зерен) высокожелезистого смектита типа нонтронита. Неравномерное распределение различно окристаллизованных частиц в строении как разных зерен, так и даже одного зерна глауконита, резко неодинаковое содержание смектитовой фазы в разных зернах и в разных участках одного зерна затрудняют нахождение прямых зависимостей даже между содержанием K и степенью "глауконитовости" фракций чистых глауконитовых зерен. Такая зависимость обнаруживается лишь при сравнении зерен и фракций, существенно различающихся по содержанию K_2O, но уже сопоставление различных образцов с близкими количествами K в их составе не позволяет найти прямой корреляции между содержанием K_2O и $d_{(001)}$ в глауконитах. Однако можно отметить, что при прочих равных доля разбухающих слоев в составе глауконитовых зерен больше, если глауко-

Таблица 9

Химический состав глауконита, вес. %

Компоненты	Опоки, опоковидные песчаники с цеолитами				Пески с цеолитами								
	263/72	264/72	116/70	120/70	163/70	180/70	40/72	42/72	267/72	268/72	269/72	110/70	111/70
SiO_2	50,01	51,21	47,41	47,83	49,59	48,10	47,31	48,89	48,86	49,85	45,53	47,87	48,01
TiO_2	0,59	0,29	0,28	0,44	0,80	0,85	0,46	0,36	0,42	0,25	0,21	1,32	1,66
Al_2O_3	11,11	7,75	9,07	9,72	9,31	10,50	9,75	10,05	10,04	9,69	8,63	9,63	9,17
Fe_2O_3	14,26	16,63	22,70	22,06	19,08	16,85	20,29	16,33	14,66	15,28	15,44	17,94	17,88
FeO	2,30	1,89	–	0,82	0,96	1,15	0,66	2,86	2,10	1,35	1,41	1,18	1,53
MnO	0,01	0,02	–	0,01	0,02	0,02	0,01	0,001	0,07	0,02	0,01	0,10	0,14
MgO	3,48	3,06	2,77	2,35	3,56	3,46	3,27	3,27	3,52	3,81	3,61	3,09	3,07
CaO	1,89	3,53	0,75	0,78	1,20	1,47	0,48	1,44	2,60	3,46	7,19	1,58	1,70
Na_2O	0,28	0,20	0,11	0,08	0,07	0,12	0,11	0,08	0,16	0,20	0,20	0,11	0,11
K_2O	6,27	6,39	6,10	5,47	6,10	5,75	7,22	6,90	6,61	6,83	6,54	5,53	5,72
H_2O^+	3,96	5,87	4,22	5,62	5,26	5,05	6,27	6,36	4,74	5,60	7,38	5,49	5,06
H_2O	5,38	2,34	6,06	3,97	3,76	6,16	4,09	2,63	5,31	2,76	2,39	5,74	5,33
CO_2	–	0,35	–	0,31	0,10	–	–	0,08	–	0,08	0,46	0,18	–
C	0,15	0,25	–	–	0,35	0,16	–	–	0,14	0,16		0,14	–
P_2O_5	0,41	0,32	0,30	0,35	0,16	0,46	0,23	0,64	0,68	0,35	0,32	0,37	0,51
Сумма	100,10	100,16	99,77	99,81	100,32	100,10	100,16	99,90	99,84	99,69	99,53	100,27	99,89

Таблица 9 (окончание)

Компоненты	Пески с цеолитами				Бесцеолитовые пески			Бесцеолитовые песчаники с опаловым и люссатитовым цементом			Диатомиты, песчаные диатомиты		
	118/70	162/70	164/70	167/70	372/70	325/70	227/72	173/70	79/73	210/72	299/70	302/70	4[а]/75
SiO_2	46,13	45,96	46,96	48,02	48,78	47,24	47,94	49,69	49,25	49,22	47,86	48,81	48,26
TiO_2	1,11	1,51	1,62	0,55	0,40	2,23	0,25	0,25	0,30	1,52	1,02	1,02	0,78
Al_2O_3	8,52	10,72	11,30	10,43	9,34	10,84	9,51	7,22	8,17	11,58	7,81	9,05	6,29
Fe_2O_3	21,60	19,53	16,71	16,94	17,75	19,27	16,73	22,78	20,79	13,82	19,50	17,59	23,38
FeO	1,15	0,90	1,44	0,87	1,27	0,85	1,43	0,21	0,75	0,92	0,36	0,27	0,60
MnO	0,06	0,12	0,07	0,007	0,01	0,12	0,014	–	0,02	0,04	0,11	0,10	0,03
MgO	2,72	3,33	3,14	3,27	3,59	3,51	3,67	2,71	3,98	3,74	2,47	3,44	3,06
CaO	0,90	0,50	1,47	2,12	1,57	0,68	2,35	0,68	0,77	0,95	1,34	0,98	0,95
Na_2O	0,12	0,11	0,17	0,12	0,12	0,08	0,12	0,11	0,07	0,08	0,28	0,11	0,07
K_2O	5,21	5,87	5,97	5,75	6,71	5,97	6,78	5,75	7,12	5,59	3,15	4,22	5,64
H_2O^+	7,28	5,42	4,86	5,01	6,61	5,57	4,86	4,60	5,32	7,42	7,11	6,72	5,78
H_2O^-	3,72	5,34	5,94	6,75	2,81	3,33	5,25	5,81	3,21	4,25	8,38	7,57	4,99
CO_2	0,03	0,26	–	–	0,07	0,11	–	0,11	–	0,21	–	–	0,05
C	0,39	0,12	0.23	0,30	0,06	–	0,17	–	0,04	0,32	–	0,10	0,23
P_2O_5	0,61	0,18	0,25	0,46	0,66	0,13	0,90	0,25	0,05	0,03	0,17	0,10	0,11
Сумма	99,55	99,87	100,13	100,59	99,75	99,93	99,97	100,16	99,84	99,69	99,56	100,08	100,22

Таблица 10

Основные характеристики чистых глауконитовых фракций

Номер образца	K_2O, вес. %	Fe_2O_3, вес. %	Al_2O_3, вес. %	d (001), Å	Присутствие гейландита (г) и клиноптилолита (к)
40/72	7,22	20,29	9,75	10,1	г
79/73	7,12	20,79	8,17	10,3	–
42/72	6,90	16,33	10,05	10,2	г
268/72	6,83	15,28	9,69	10,7	к
372/70	6,71	17,75	9,34	10,2	–
267/72	6,61	14,66	10,04	10,8	к
264/72	6,39	16,63	7,75	10,6	к
263/72	6,27	14,26	11,11	10,8	к
116/70	6,10	22,70	9,07	11,0	к
325/70	5,97	19,27	10,84	10,3	–
162/70	5,87	19,53	10,72	10,3	г
173/70	5,75	22,78	7,22	10,9	–
180/70	5,75	16,85	10,50	10,7	г
4а/75	5,64	23,38	6,29	10,2	–
210/72	5,59	13,82	11,58	10,9	–
110/70	5,53	17,94	9,63	11,3	к
120/70	5,47	22,06	9,72	10,8	к
118/70	5,21	21,60	3,52	10,5	г
302/70	4,22	17,59	9,05	16,1	–
299/70	3,15	19,50	7,81	14,7	–

нит находится в парагенезе с клиноптилолитом, а не с гейландитом. Таким образом, следует допустить, что активность SiO_2 в фонде аутигенного минералообразования прямым образом влияла как на появление клиноптилолита, так и на образование смектитов в составе глауконитовых зерен.

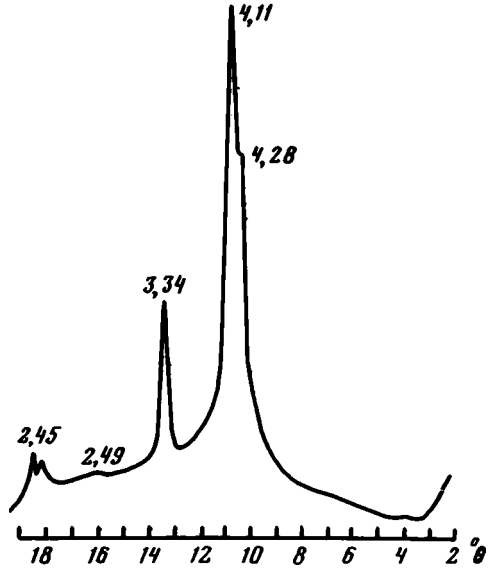
Аутигенные минералы песчаных пород

Набор аутигенных минералов песчаных пород достаточно широк. Он включает практически все виды минеральных новообразований, распространенных в других типах пород, но выступает здесь более отчетливо, поскольку песчаные породы сохраняют обломочную структуру и новообразования концентрируются в свободном поровом пространстве. Кроме того, и размеры пор в песчаниках столь велики, что доступны для оптического изучения (равно как и для всех других методов).

Наибольшим распространением в песчаных породах пользуется группа минералов, которые сплошь и рядом слагают отдельные характерные для формации литотипы. Наряду с этим стратиграфический диапазон распространения аутигенных минералов в песчаных породах значительно шире, чем интервалы разреза, соответствующие образованию тех или иных литотипов, сложенных преимущественно одним (двумя) аутигенными минералами.

Главнейшими минеральными разновидностями свободного кремнезема в песчаных породах являются халцедон, люссатит и опал. Халцедон выполняет поровое пространство в сочетании с другими минералами кремнезема (опал, люссатит). По времени выделения он может быть либо более ранним, чем опал и люссатит, либо более поздним. В первом случае крустификационные каемки халцедона образуют пленочный цемент, "склеивают" зернистый каркас песчаников, превращая их в весьма прочные кварцитовидные песчаники. Поровое пространство при этом может частично оставаться свободным, но чаще – выполняется кварцем. В этих случаях каждая пора напо-

Рис. 41. Дифрактограмма люссатита из цемента песчаника (обр. 270/70) горы Ичка (Общий Сырт)



минает микрожелвак агата с халцедоновой внешней оторочкой и кварцевым выполнением внутренней полости (или сохранением выстланных кварцем пустот). Принцип формирования тех и других, по-видимому идентичен. Реже удается наблюдать выполнение внутренних полостей пор опалом. Вероятно, главной закономерностью порового выделения модификаций кремнезема является выделение их по принципу возрастания упорядоченности структурного совершенства во времени. Это естественный процесс, связанный с постепенным закрытием каналов, замедлением подтока SiO_2 и созданием условий для образования все более совершенных кристаллических форм.

Люссатит, как и халцедон, образует крустификационные каемки на зернах песчаников, обеспечивая их прочную цементацию. Второй генерацией кремневого цемента при этом может быть вновь люссатит, образующий вторую четкую зону обрастания. Внутренние полости пор могут оставаться свободными, но часто выполняются халцедоном. Таким образом, и при первичном формировании люссатита сохраняется главный принцип возрастания структурного совершенства аутигенного SiO_2 во времени.

Ультрамикроскопическая структура самих каемок наблюдается при увеличениях 2–20 тыс. (РЭМ). Сколы крустификационных каемок позволяют заметить четкое пластинчатое строение агрегатной массы люссатита. Каждая пластинка имеет толщину $< 0{,}1$ мкм и прямоугольные ограничения (табл. III, *1*; XXIII, *1, 2*). Дифрактометрическое изучение выделенных чистых фракций люссатита показало, что они представлены неупорядоченным кристобалитом (рис. 41).

В химическом составе чистых люссатитовых фракций присутствует некоторое количество примесей (табл. 11), значительная часть их может быть интерпретирована как изоморфная примесь в кристобалите по схеме замещения $Si \rightleftarrows K$, (Na), Al или $2Si \rightleftarrows Ca$, 2Al. Правомерность замещений подобного рода обоснована М. Бюргером [Buerger, 1935, 1954], показавшим, что незначительное (до 2–4%) включение посторонних катионов в структуру кристобалита резко повышает его стабильность при низких температурах.

Позиции железа в рассматриваемых случаях не достаточно четкие. Присутствие одного процента свободных окислов или гидроокислов Fe резко меняет окраску минеральной массы, чего не отмечается в исследованных образцах (см. табл. 11), хотя в ряде случаев песчаники с люссатитовым цементом и бывают окрашены в ржаво-бурые тона. По-видимому, может иметь место вхождение катиона Fe^{3+} в структуру кристобалита, и тогда изоморфное замещение в тетраэдрах должно осуществляться по схеме $Si \rightleftarrows K$, (Na) Al (Fe).

Массивный опаловый цемент целиком заполняет поровое пространство. Редко массивный опал выполняет остаточные поры и является цементом второй генерации после люссатита.

Появление в цементе песчаников аутигенных форм SiO_2 далеко не всегда может быть связано с конкретным сохранившимся источником вблизи окремнелых песчаных

Таблица 11

Химический состав люссатита, вес. %

Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO
271/70	94,09	0,08	–	1,43	–	0,25	–
342/70	94,30	–	0,26	–	–	0,04	0,08
270/70	94,81	–	0,12	–	–	0,13	0,12

слоев. Лишь в относительно небольшом числе случаев формирование кварцитовидных песчаников приурочено к контактным зонам с глауконитовыми породами, бентонитами или опоками. Большинство же описанных окремнелых песчаных слоев с массовым развитием аутигенных кремнистых минералов появляется внутри сплошных толщ рыхлых кварцевых пород. Ни перекрывающие, ни подстилающие слои песков не содержат минералов, формирование которых могло бы быть связано с интенсивным выносом SiO_2. Отсутствуют и следы коррозии или растворения кварцевых зерен как в плотных сцементированных песчаниках, так и в прилегающих рыхлых кварцевых песках.

Аутигенные минералы вмещающих песков включают монтмориллонит в количествах от долей процента до 2–3% от массы пород. Масштабы окремнения и формы песчаниковых тел исключают связь окремнения с какими-либо структурными или текстурными разновидностями первичных песков. Тела песчаников могут быть пластовыми, линзовидными, фигурными, могут содержаться в виде редких желваков, караваев, прослоев, но могут и охватывать почти всю толщу песков. Все сказанное позволяет лишь в ограниченном числе случаев относить вторичный кремнезем цемента за счет конкретных источников (глауконитовые пески, бентониты, опоки). Главная же масса аутигенного кремнезема появляется внезапно и в весьма больших количествах. Стратифицированность песчаниковых тел, не зависящая от исходной крупности зерен первичных песков, позволяет предположить доминирующее значение сингенетичного поступления значительных масс геля SiO_2 в бассейн седиментации. Последующее рассеивание кремнезема в пористой среде песков, несомненно, имело место. В рыхлых кварцевых песках всегда содержится небольшая примесь аутигенного кристобалита (не обеспечивающая цементации), а древесина, содержащаяся в песках, оказывается всегда замещенной вторичными формами кремнезема (обычно халцедоном). При этом положение древесных остатков в толще песков не имеет значения. Более того, растительные остатки в песках, как правило, замещаются халцедоном, в то время как растительные остатки в песчаниках оказываются замещенными той формой аутигенного SiO_2, которая доминирует в данном песчаном пласте, или всем комплексом аутигенных форм SiO_2 от опала до халцедона.

Изометричные тела окремнелых песчаников внутри толщи песков часто обнаруживают поверхность типа "хлебной корки" (трещины синерезиса), что может служить доказательством первичной гелевой природы аутигенного кремнезема (рис. 42).

Важное место среди аутигенных минералов песчаных пород занимает монтмориллонит. В чистых кварцевых песках нам не удалось встретить хорошо окристаллизованных чистых разностей этого минерала. Приводимые на рис. 28 дифрактограммы тонких фракций из кварцевых песков показывают, что разбухающий глинистый минерал представлен смешанослойным образованием, содержащим некоторые количества слюдоподобных слоев. Вторая глинистая фаза – слюдистого типа – представлена, по-видимому, дисперсным глауконитом, поскольку в химическом составе фракций $< 0{,}001$ мм (табл. 12) отмечается высокое содержание Fe_2O_3 (цвет фракций белый или светло-серый).

Тонкие фракции глауконитсодержащих песков включают широкий спектр аутиген-

MnO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	C	P_2O_5	Сумма
–	0,07	0,12	3,46	0,63	0,18	0,06	0,07	100,39
–	0,07	0,06	4,35	0,62	–	0,10	–	99,88
–	0,07	0,05	3,72	0,56	–	0,18	–	99,76

ных образований от опала до комплекса кремнистых и глинистых минералов переменного состава.

Доминирующими глинистыми минералами являются смешанослойный монтмориллонит-гидрослюда (редко собственно монтмориллонит) и "дисперсный глауконит". Присутствие "дисперсного глауконита" определяется химическим составом фракций, в которых всегда обнаруживается повышенное содержание Fe_2O_3 и K_2O. Наряду с этим и состав "дисперсного глауконита" отличается весьма большим разнообразием. На рис. 33 приведены дифрактограммы фракций $< 0{,}001$ мм из глауконитовых песков. Главные базальные рефлексы необработанных проб свидетельствуют о широком диапазоне участия не слюдистых (смектитовых) межслоевых промежутков, участвующих в строении "дисперсного глауконита". Следует оговориться, что выделение двух главных фаз в составе цемента глауконитовых песков – смектитовой и глауконитовой – отражает лишь главную тенденцию расщепления массы дисперсного вещества на слюдистую и смектитовую, в то время как дифрактограммы собственно глауконитовых зерен обнаруживают лишь одну слюдистую фазу (сравните рис. 33 и 43).

Цеолиты являются частым спутником глауконитовых и глауконитсодержащих песков. Они сосредоточены в поровом пространстве и тяготеют к наиболее "чистым" участкам пород, т.е. к микроблокам, в максимальной степени свободным от глинистой примеси. Несмотря на чрезвычайно широкое распространение в песчаных породах выделение их чистых фракций остается затруднительным. Это связано, с одной стороны, с тем, что кристаллики цеолитов в подавляющей массе сосредоточены в весьма мелких фракциях (1–5 мкм), способных образовывать при высушивании плотные агрегированные корочки, механическое разрушение которых не приводит к полной дезагрегации их и, кроме того, порождает большое количество сопутствующих частиц меньше 1 мкм. Таким образом, при подготовке образца к делению уже само приготовление суспензии в тяжелой жидкости предопределяет загрязнение этой суспензии крупными агрегатами зерен и пылью субколлоидной размерности. Исследование различных размерных фракций, в частности способности их к агрегированию при высушивании, позволило остановиться на фракциях не мельче 2–3 мкм.

Второе важное обстоятельство, затрудняющее выделение чистых цеолитовых фракций, связано с непременным присутствием в мелких размерных фракциях вместе с цеолитами сложных агрегатов монтмориллонита, глауконита и опала. Агрегаты такого состава обладают разнообразной плотностью, зависящей от количественного соотношения образующих их компонентов. При плотности цеолитов группы гейландита $\approx 2{,}15$ агрегаты опала, монтмориллонита и глауконита распределяются в широком спектре плотностей от 2,1 до 2,5. Таким образом, при любом способе центрифужного деления цеолиты загрязнены посторонней примесью. Это обстоятельство отметила Г.Ю. Бутузова [1964б], приведя химический состав цеолитов с соответствующими оговорками.

Для надежного разделения оптимальной размерной фракции (2–5 мкм) была предпринята попытка искусственно утяжелить загрязняющие зерна. Такое утяжеление было достигнуто предварительным вакуумированием пробы перед центрифугированием в течение 2 ч в условиях высокого вакуума. При этом монтмориллонит, находящий-

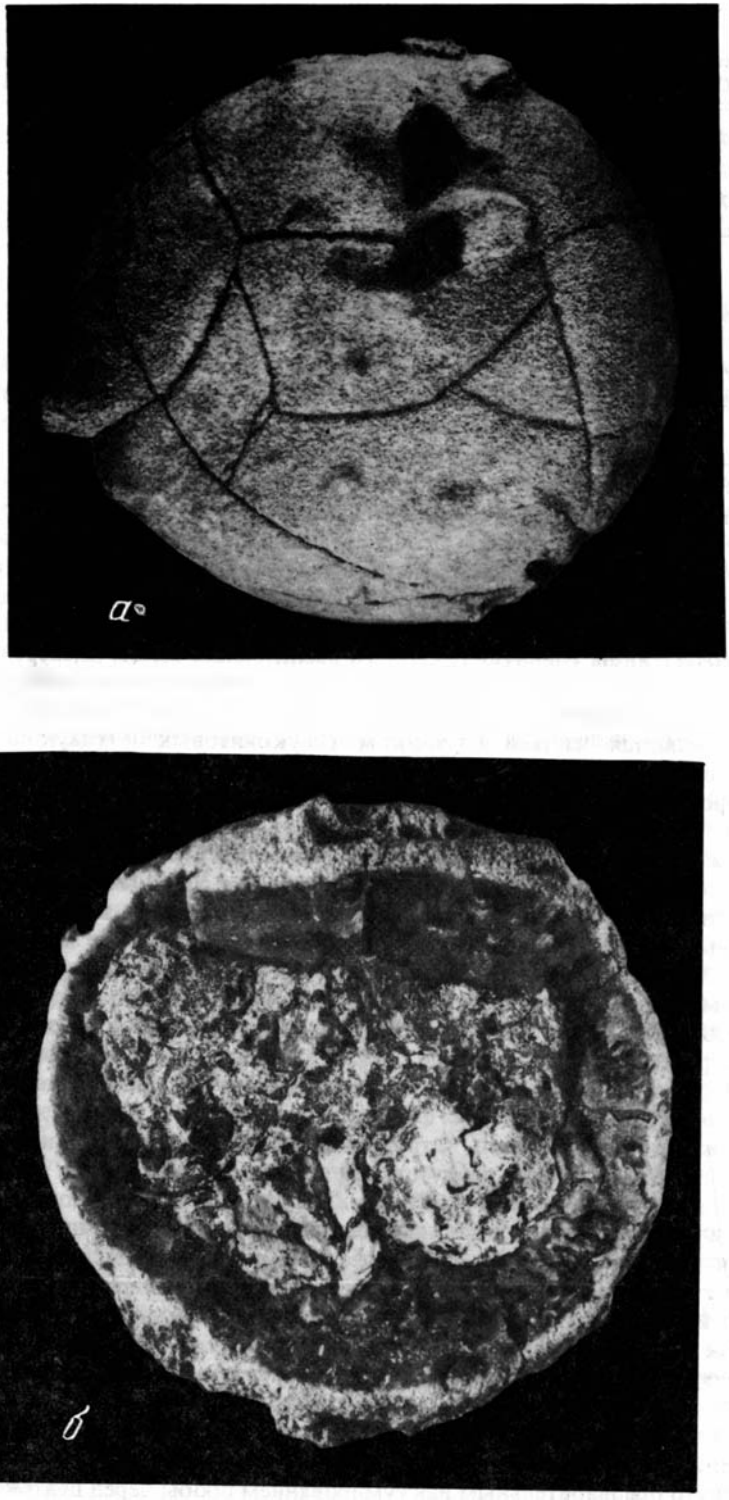


Рис. 42. Поверхность (*а*) и вид скола (*б*) песчаного шара из карьера Ташлы (Ульяновская область)

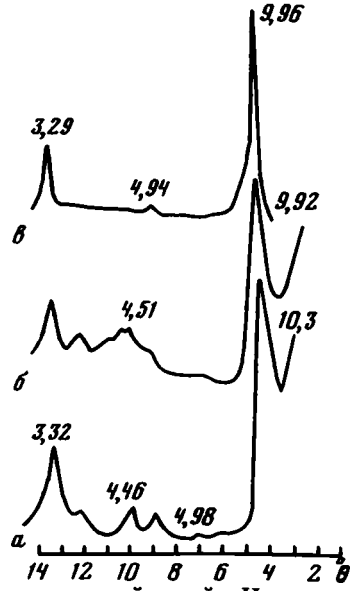


Рис. 43. Дифрактограммы глауконита (обр. 269/72) (масса, образующая глобулярные зерна)

а – природный; *б* – насыщенный глицерином; *в* – прокаленный при 550° С

ся в загрязняющих агрегатах, обезвоживается со сжатием до 10 Å. Этот процесс должен неизбежно сопровождаться увеличением плотности монтмориллонита примерно на 25%, а следовательно, и увеличением плотности агрегатов в целом. После окончания вакуумирования проба немедленно помещалась в смесь бромоформа и диметилформамида плотностью 2,18, приготовленную по расчетам [Кац, 1966]. Использование жидкостей на водной основе (Туле, М-45 и др.) в этом случае недопустимо, так как приведет к регенерации монтмориллонитовых слоев.

Суспензии центрифугировалась в центрифуге ЦЛ-1 в течение 20 мин при 3000 об./мин. Этого оказалось достаточно для полного разделения фракции. Тяжелые компоненты пробы, включающие незначительные количества кварца и основную загрязняющую массу агрегатов, были осаждены на дне пробирок, образовав плотный слой. Цеолиты остались во взвеси. В дальнейшем тяжелая жидкость была отфильтрована на стеклянном фильтре № 4 с трехкратной промывкой легкой фракции спиртом. Оптическое изучение выделенной таким способом легкой фракции показало, что она состоит только из цеолитов (табл. III, *2*). Исследование чистых выделенных фракций показало, что в их составе содержатся завышенные по сравнению с гейландитом количества SiO_2, а отношение SiO_2/Al_2O_3 варьирует в пределах 7,9–9,5. Наряду с этим в значительных количествах содержатся CaO и K_2O. Таким образом, цеолиты по составу принадлежат к высококремнистым Ca–K или K–Ca разновидностям группы гейландита–клиноптилолита. Как показано в табл. 13, термическая устойчивость цеолитов различна и зависит от двух важнейших параметров – отношений SiO_2/Al_2O_3 и $(K_2O + Na_2O)/CaO$.

Нами было выбрано отношение, учитывающее как кремнистость, так и содержание щелочей в цеолитах одновременно. При значениях отношений молекулярных количеств $SiO_2 \cdot (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 \cdot CaO$ больше четырех цеолиты оказываются весьма термоустойчивыми, сохраняющими дифракционную картину исходного цеолита даже после 15-часового прокаливания при температуре 400–500° С. Они могут быть отнесены к клиноптилолитам [Boles, 1972]. При значениях этого отношения меньше четырех цеолиты не проявляют термостойкости и, по классификации Д. Болса [Boles, 1972], относятся к высококремнистым гейландитам. Непостоянство состава цеолитов, а также существование глауконитовых песков, лишенных цеолитов, могут свидетельствовать о широких вариациях исходного материала (пирокластика), равно как и о влиянии неучтенных наложенных процессов, обусловивших возникновение конкретного типа цеолитов в каждом случае. Можно отметить лишь тенденцию приуроченности клиноптилолита к наименее железистым разностям глауконитовых песков, однако сложности, связанные с выделением чистых цеолитовых фракций, и ограниченность материала не позволяют с большей определенностью говорить о подобной связи. Вторым важным параметром, влияющим на тип цеолитов в песчаных породах, является одновременное присутствие аутигенных минералов свободного кремнезема. Наличие их сопровождается появлением более кремнистых и более термостойких цеолитов (клиноптилолит).

Среди других менее распространенных аутигенных минералов песчаных пород следует отметить барит. Этот минерал был встречен в базальных глауконитовых песках альба (Приднестровье). Барит образует в цементе глауконитовых песков характер-

Таблица 12

Химический состав фракций < 0,001 мм из песчаных пород, вес. %

Компоненты	Кварцевые пески		Глауконитсодержащие пески			
	79/70	80/70	110/70	120/70	180/70	173/70
SiO_2	68,48	81,50	51,47	53,09	51,34	49,00
TiO_2	0,49	0,53	0,45	2,25	0,56	0,29
Al_2O_3	9,87	3,73	13,89	12,76	13,51	9,51
Fe_2O_3	7,43	4,49	12,25	11,68	12,60	20,05
FeO	0,17	–	0,07	0,63	0,43	0,51
MnO	0,01	–	–	0,01	0,01	0,02
CaO	0,84	1,05	1,57	0,74	1,04	0,36
MgO	0,94	0,60	2,17	1,85	2,30	2,80
Na_2O	0,10	0,18	0,44	0,04	0,12	0,08
K_2O	1,44	1,29	3,22	2,75	2,75	5,53
H_2O^+	4,45	2,42	5,40	6,75	7,71	7,34
H_2O^-	5,85	3,24	7,23	6,69	5,62	3,26
CO_2	–	0,99	0,44	0,15	–	0,74
C	0,12	0,14	0,45	0,46	0,64	–
P_2O_5	0,21	0,09	1,12	0,32	1,44	0,27
Сумма	100,40	100,25	100,12	100,17	100,07	99,76

Таблица 13

Химический состав цеолитов из песчаных пород, вес. %

Компоненты	59/70	60/70	180/70	40/70	267/72
SiO_2	63,09	63,44	59,44	57,44	60,92
TiO_2	0,23	0,32	0,05	0,30	–
Al_2O_3	11,95	11,52	13,09	11,28	11,94
Fe_2O_3	3,34	1,91	2,78	5,31	0,32
CaO	2,70	3,83	3,87	6,20	4,91
MgO	1,48	1,31	1,99	1,20	1,23
Na_2O	0,16	0,15	0,16	0,60	0,15
K_2O	1,18	1,12	0,78	2,77	2,97
H_2O^+	11,20	10,97	11,20	9,23	9,73
H_2O^-	4,44	4,71	5,03	1,77	5,62
CO_2	0,54	0,64	0,50	0,35	1,90
C	0,10	0,08	0,40	1,82	0,45
P_2O_5	0,02	–	0,59	0,06	0,01
Сумма	100,74	100,00	99,71	99,73	100,15
N	1,494	1,494	1,492	1,502 1,514	1,482
Термостойкость 450° С, 15 ч	–	–	–	–	+

ные розетки (табл. III, *3*). Эти образования нельзя отнести к гипергенным продуктам, часто возникающим при выветривании пиритсодержащих песков, поскольку баритом заражены нижние горизонты глауконитовой пачки, а поверхность размыва внутри нее и над самой пачкой не отмечается. Пирит же в тех или иных количествах присутствует во всем разрезе альб-сеноманских глауконитовых песков. Представляется более

Глауконитсодержащие пески	Глауконитовые пески			Железистые песчаники	
325/70	372/70	40/72	268/72	292/70	318/70
59,39	59,48	27,88	44,16	51,14	29,07
0,48	0,35	0,48	0,43	0,51	0,40
12,44	7,36	9,51	12,17	9,74	16,69
9,71	6,73	5,03	6,16	18,23	32,27
0,36	0,18	0,52	0,88	0,14	0,09
0,04	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03
0,63	7,30	25,57	10,12	0,64	1,09
2,18	1,21	1,39	3,20	2,08	1,02
0,34	0,39	0,20	0,08	0,15	0,34
2,59	1,85	1,44	2,90	2,05	1,01
5,30	4,68	5,73	5,58	7,26	10,19
5,44	3,83	3,53	7,31	7,62	7,28
0,12	0,65	17,55	5,01	–	0,62
0,37	0,60	0,77	0,88	–	1,05
0,15	5,67	0,80	1,36	0,05	4,60
99,54	100,29	100,43	100,26	,63	99,75

правомерной стратиграфическая приуроченность барита к низам альб-сеноманской силицитовой толщи Приднестровья, т.е. к той части ее, которая отнесена С.И. Пастернаком и др. [1968] к верхнему альбу. Именно в альбских пластовых кремнях Гринчука Ю.М. Сеньковским [1963] описаны друзы барита. Таким образом, в данном минеральном парагенезе барит выступает как некий раритет, не обязательный для глауконитовых песков формации вообще, а приуроченный лишь к определенному стратиграфическому уровню альб-сеноманской толщи Приднестровья.

В редких случаях поровое пространство песчаников оказывается заполненным гипсом (табл. III, *4*). Этот аутигенный минерал появляется лишь в песчаниках, выведенных на дневную поверхность, и связан с процессами гипергенеза (поверхностное высаливание, разрушение пирита).

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ПИСЧЕГО МЕЛА И МЕРГЕЛЕЙ

Карбонаты

Структура писчего мела определяется распределением в породе биогенных карбонатных фрагментов и в первую очередь кокколитов и их обломков (табл. XVIII, *2*). Помимо кокколитов, составляющих основную часть фрагментарных карбонатных частиц мела, в его сложении участвуют многочисленные изометричные карбонатные частицы, описанные в литературе под названием "порошковатый кальцит" [Бушинский, 1954; Шуменко, 1972]. Главнейшей особенностью частиц порошковатого карбоната кальция является соизмеримость их размеров и тождество формы с размерами и формой минимальных морфологически выраженных кальцитовых щитков, образующих кокколиты. Уменьшение или увеличение доли порошковатого кальцита в составе мела практически не отражается на составе кальцита в образце в целом. Приведенные в табл. 14 данные показывают, что писчий мел разных месторождений представлен собственно кальцитом практически без изоморфной добавки $MgCO_3$. Перекристаллизация мела в стенках карстовых воронок приводит лишь к уплотнению его и изменению структуры (см. главу третью).

Таблица 14

Содержание нерастворимого остатка и состав карбонатов писчего мела, %

Компоненты	4/70	6/70	9/70	10/70	40/70	42/70
Н.о.	1,50	1,42	1,50	0,88	0,58	1,00
R_2O_3	0,36	0,46	0,34	0,32	0,34	0,28
$CaCO_3$	97,62	97,62	97,62	98,82	98,23	98,82
$MgCO_3$	–	–	–	–	–	–
Избыток CO_2	0,47	0,17	0,02	0,09	0,25	0,09
Избыток CaO	–	–	–	–	–	–

Таблица 14 (окончание)

Компоненты	209/70	29/72	30/72	38/72	173/72	174/72
Н.о.	4,40	5,66	1,48	5,00	2,10	2,42
R_2O_3	0,48	0,32	0,34	0,46	0,60	1,00
$CaCO_3$	94,16	93,59	97,62	93,81	96,44	95,75
$MgCO_3$	–	–	–	–	–	–
Избыток CO_2	–	–	0,22	–	0,19	–
Избыток CaO	0,27	–	–	0,13	–	0,38

Таблица 15

Состав примесей в мергелях и карбонатно-глинистых породах, %

Компоненты	Бентонит		Поликомпонентная примесь			
	57/70	33/72	66/70	77/70	100/70	103/70
Н.о.	19,28	46,70	54,20	26,24	18,54	57,90
R_2O_3	1,60	1,90	3,22	1,18	0,74	1,40
$CaCO_3$	75,5	41,51	35,14	67,89	77,44	36,84
$MgCO_3$	–	–	–	–	–	–
Избыток CO_2	0,16	–	–	–	–	–
Избыток CaO	–	0,58	0,65	0,31	0,63	1,37

Состав карбонатного вещества не меняется и в зонах сосредоточения желваковых кремней, равно как и в прослоях, обогащенных нерастворимым остатком, вне зависимости от того, чем представлен нерастворимый остаток. Чисто кальцитовый состав показателен для карбонатной части мела с некоторой примесью терригенного алевритово-песчаного материала и для мела, обогащенного монтмориллонитом. Такая стабильность состава определяется единым биогенным источником карбоната кальция и отсутствием перекристаллизации биогенного кальцита в эпигенезе. Даже в мелоподобных мергелях сантона и кампана и в пограничных породах, содержащих нерастворимого остатка около 50% и более, т.е. в породах, принадлежащих уже не к классу известняков или мергелей, а к карбонатным глинам и алевролитам, собственно карбонатная часть представлена чистым кальцитом (табл. 15). Чисто кальцитовый состав показателен и для мергелей, диатомово-кокколитовых пород и карбонатных глин киевской свиты. Выводы о чисто кальцитовом составе карбонатного вещества

45/70	46/70	50/70	70/70	74/70	99/70
0,86	1,32	0,64	1,74	3,64	9,92
0,42	0,36	0,48	0,40	0,40	0,22
98,23	97,57	97,00	97,03	94,66	87,90
–	–	–	–	–	–
0,25	–	–	0,08	0,37	–
–	0,02	0,34	–	–	0,11

177/72	178/72	180/72	181/72	200/73	203/72
0,84	1,70	1,38	1,66	0,86	3,22
0,30	0,60	0,34	0,56	0,40	0,50
98,02	96,89	98,14	97,45	98,82	94,66
–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	0,09	0,41
0,44	0,40	0,04	0,09	–	–

Биогенная примесь			Трепел			
154/70	157/70	158/70	231/72	232/72	238/72	243/72
53,06	42,98	58,06	45,20	43,68	43,44	63,74
1,04	1,34	0,72	0,64	1,00	0,44	1,24
44,05	51,97	37,75	51,40	51,74	52,08	31,84
–	–	–	–	–	–	–
0,03	–	–	–	–	–	–
–	1,23	0,53	0,21	0,36	0,17	0,84

получены как при микроскопическом изучении кристаллических фрагментов мела (призмы иноцерам), так и из пересчета химических анализов. Вне зависимости от применявшейся методики, предусматривавшей лишь анализ компонентов, перешедших в солянокислую вытяжку (карбонатный анализ), или при полном силикатном анализе с разложением всего образца соотношение CaO, MgO и CO_2 не позволяет рассчитывать состав мела на $CaCO_3$ и $MgCO_3$. В солянокислой вытяжке из мела (карбонатный анализ) не переводится уловимых количеств MgO. Полный валовой анализ образцов мела показывает незначительные количества MgO. Эти количества вместе с избытком CaO относятся уже к силикатной части нерастворимого остатка мела.

Небольшой избыток CaO, появляющийся при карбонатном анализе мергелей, объясняется переводом в раствор некоторой части CaO, связанной в силикатах, но избыток CO_2 при полном отсутствии MgO при анализе образцов мела настораживает и заставляет относить этот избыток только за счет точности метода. Кальцитовый состав

карбонатной части мела отмечен Г.И. Бушинским [1954]. Им проанализировны и разные методы определения состава карбонатов мела и мергелей и сделан вывод о связи Mg не с карбонатной частью мела, а с силикатной примесью. Правда, в таблицах химического состава, приводимых Г.И. Бушинским, отсутствует CO_2, а расчет карбонатов ведется по катионному составу. Если CO_2 не определялось, то даже минимальные количества $MgCO_3$, определенные Г.И. Бушинским [1954, с. 79] в карбонатной части мела Лисичанского района, могут быть результатом пересчета MgO на карбонаты, в то время как MgO и, может быть, часть CaO соответствуют перешедшим в раствор компонентам силикатной примеси.

Минеральные примеси писчего мела и мергелей

Содержание нерастворимого остатка в писчем мелу сохраняется на некотором достаточно низком уровне (см. табл. 14). Обычно количество нерастворимого остатка не превышает 5%. Близкие значения приводятся и Г.И. Бушинским [1954], проанализировавшим большой материал из различных участков Днепрово-Донецкой впадины. Стабильность соотношений биогенной карбонатной части мела и терригенной или вулканогенной примеси свидетельствует о низком темпе терригенной седиментации в подавляющей части зоны распространения кокколитовых илов. Этот низкий темп абиогенной седиментации нарушался лишь сравнительно редкими пеплопадами. Бентонитовые прослои в мелу обнаружены: в районе Ровно – прослой 5 см при мощности разреза 24 м; в районе Брянска – прослой 8 см при мощности разреза 11 м; в районе Гродно – прослой 4 см при мощности разреза 16 м.

В разрезах карбонатных пород сантона и кампана бассейна Дона и Поволжья, в разрезах сеномана Приднестровья, а также в разрезах киевской свиты широко распространены мергели, но увеличение темпа фонового абиогенного осадконакопления не изменяет относительной доли бентонитов в толщах мергелей. При этом по типу примеси (нерастворимого остатка) мергели можно разделить на три главные типа.

Первый тип – кремнистые мергели, ассоциирующие с трепелами, включают в состав наполнителя преобладающую или значительную часть глобулярных частиц кремнезема. К такому типу мергелей относятся мергели верхних горизонтов сеномана Приднестровья, кампанские мергели районов среднего течения Дона.

Ко второму типу относятся мергели с поликомпонентным наполнителем, в составе которого преобладает монтмориллонит. Наряду с монтмориллонитом присутствуют глауконит, цеолиты, кристобалит и незначительная часть обломочных зерен кварца, полевых шпатов, слюд. Этот тип мергелей наиболее широко распространен в сантоне Поволжья и в киевской свите.

К третьему типу относятся мергели, которые было бы правильнее называть диатомово-кокколитовыми или спикулово-кокколитовыми породами, поскольку нерастворимый остаток их в значительной или преобладающей мере сложен остатками кремневых организмов. Подобные мергели распространены в сеноманских отложениях Приднестровья (добавка спикулы), в разрезах кампана на Дону (добавка спикулы) и в отложениях киевской свиты (добавка диатомеи). Сколько-нибудь заметной примеси панцирей диатомей в сантонских и более древних породах нами отмечено не было.

Останавливаясь на составе примесей в мергелях, мы не включаем в круг рассмотрения "грубый песчаный мел" – песчано-карбонатные или карбонатно-песчаные породы, поскольку в этих типах пород доминирующей частью нерастворимого остатка становятся минеральные компоненты пород соседних фаций, а сами песчано-карбонатные породы образуют как бы зону перехода между карбонатными и обломочными фациями. Некарбонатная примесь в составе мергелей имеет мелкоалевритовую и пелитовую размерность, а следовательно, и седиментация частиц такого размера должна осуществляться в зоне той же гидродинамической активности, что и седиментация остатков карбонатного планктона. Другими словами, гидродинамика бассейна не

Таблица 16

Химический состав фракций < 0,001 мм из карбонатных пород, вес. %

Компоненты	Писчий мел				Мергели			
	9/70	269/70	29/72	51/70	8/70	66/70	264/70	266/70
SiO_2	42,75	54,28	48,90	43,72	54,10	49,90	79,49	60,66
TiO_2	0,45	0,64	0,76	0,48	0,28	0,77	0,34	0,43
Al_2O_3	18,40	13,72	14,20	19,51	14,58	16,10	6,33	8,59
Fe_2O_3	11,35	11,17	8,93	10,81	3,60	7,84	5,28	6,94
FeO	0,70	0,57	0,71	0,07	0,21	0,30	0,33	0,46
CaO	4,83	1,20	3,58	4,16	4,11	2,00	2,42	4,97
MgO	2,29	3,00	2,69	2,06	4,60	3,04	1,53	1,91
MnO	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Na_2O	0,75	0,24	0,43	0,18	0,54	0,41	0,14	0,14
K_2O	2,26	2,95	2,45	1,74	0,42	2,98	1,72	2,09
H_2O^+	8,00	5,30	7,05	6,85	7,60	6,42	3,82	5,19
H_2O^-	7,10	5,63	8,00	8,37	9,71	8,80	4,94	4,84
CO_2	–	–	–	0,39	–	–	0,90	2,85
C	1,22	0,98	1,24	0,57	–	0,49	0,23	0,30
P_2O_5	–	0,60	–	0,92	0,27	0,40	0,17	0,27
Сумма	99,82	100,29	100,17	99,78	100,04	99,46	99,65	99,65
SiO_2 ам	Не опр.	10,74	4,53	Не опр.	5,04	6,90	16,24	16,64

предопределяла дифференциации вещества, а сам тип осадка (мергель) как бы задавался внешними факторами. К таким факторам относятся темп терригенного сноса дисперсного материала, темп поступления витрокластического материала, темп хемогенного выпадения частиц коагулированного коллоида (а следовательно, темп подтока пересыщенных растворов) и, наконец, уровень биологической продуктивности кремневых организмов. Каждый из этих процессов может действовать в совокупности с другими, но может и доминировать в той или иной области бассейна. Именно доминирование хемогенной садки глобулярных частиц кремнезема определило появление кремнистых мергелей, а доминирование биогенного процесса — появление диатомово-кокколитовых пород.

Мергели с глинистым нерастворимым остатком, равно как и мергели с биогенным кремневым или трепельным наполнителем, содержат в своем составе переменные, но не преобладающие количества каолинита. Главным глинистым минералом мела и мергелей является монтмориллонит. Иногда монтмориллонит оказывается единственным глинистым минералом.

Присутствие и количество гидрослюд не зависит от количества каолинита, а микроскопическое изучение мела позволяет всегда обнаружить некоторое количество глауконита. Интерпретация дифракционных картин в связи с этим может быть двоякой. С одной стороны, среди гидрослюд (из мела) присутствуют так называемые фоновые минералы, связанные с терригенным сносом, с другой стороны — это часть дисперсного (или диспергированного) глауконита. Присутствие глауконита подтверждается также химическим составом фракций < 0,001 мм, в которых всегда присутствует достаточно высокое количество Fe_2O_3 и K_2O (табл. 16). Некоторая часть Fe_2O_3 может принадлежать свободным гидроокислам, визуально наблюдаемым в писчем мелу. Тот факт, что в мелу относительное содержание Fe_2O_3 в нерастворимом остатке выше, чем в мергелях, говорит о том, что на фоне низких количеств нерастворимого остатка даже малая примесь Fe_2O_3 в форме первичной примеси или в форме продуктов позднейшего окисления пирита, незаметная в образце в целом, резко проявляется в химическом составе нерастворимого остатка.

Таблица 17

Химический состав цеолита из мела обр. 29/72, вес. %

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO
65,90	0,12	11,56	2,08	–	3,40	0,74

Таблица 17 (окончание)

Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	Сумма	$\frac{Na_2O + K_2O}{CaO}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
0,20	0,98	9,50	5,58	99,76	0,22	9,7

С минеральным составом дисперсной фракции четко коррелируется содержание Al_2O_3. На дифрактограммах обр. 9/70 и 51/70 присутствуют пики каолинита большой интенсивности, в то время как в обр. 269/70 и 29/72 рефлексы каолинита не обнаруживаются. Одновременно в обр. 9/70 и 51/70 отмечается значительно более высокое содержание Al_2O_3 (см. табл. 16).

Соотношение глинистых минералов, включенных в нерастворимый остаток мела и мергелей, лишь в первом приближении можно использовать в качестве индикатора доли терригенного материала. Биологическая переработка как взвеси, так и илов протекает столь интенсивно, что в захороненном материале при среднем темпе осадконакопления мы имеем дело уже не с первичным соотношением глинистых минералов. Лишь геологически мгновенные выпадения значительных масс осадков позволяют рассчитывать на то, что мощный сформированный слой не будет вовлечен в сферу биологической переработки. Вместе с этим в балансе минералов–примесей важную роль играет аутигенный комплекс минералов. Г.И. Бушинский [1954] обратил внимание на то, что содержание каолинита коррелируется с количеством кварцевой примеси в писчем мелу, в то время как количества монтмориллонита не зависят от при-

Таблица 18

Рентгеновская характеристика цеолита из мела обр. 29/72

Природный				Прокален при 400° С, 2 ч	
d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*
8,9	60	3,53	7	8,8	11
7,9	22	3,42	28	7,6	6
6,7	14	3,31	12	6,7	6
5,2	19	3,16	25	5,16	10
5,1	18	3,11	17	5,02	10
4,62	14	3,06	12		
4,32	12	2,97	50	4,29	9
3,95	100	2,80	28	3,86	26
3,90	65	2,73	16		
3,70	6	2,66	5		

Примечание. Сравнение интенсивностей произведено с пиком d = 3,95 природного образца (I = 100). Съемка прокаленных образцов производилась при том же режиме.

сутствия обломочных минералов. На этом основании Г.И. Бушинский сделал вывод о связи монтмориллонита в меловых породах с переработкой витрокластического материала. С.И. Шуменко [1975] предполагает, что лишь собственно бентонитовые прослои в мелу представляют продукт переработки пепловых туфов, в то время как фоновая примесь монтмориллонита относится к продуктам терригенного сноса.

Вопрос об участии пеплового материала в формировании современного состава нерастворимого остатка мела достаточно сложен. Сложности его решения связаны с многими обстоятельствами. В первую очередь это дисперсность материала и невозможность определения петрографических соотношений силикатных частиц с биогенной карбонатной массой. Наряду с этим и интерпретация химического состава нерастворимого остатка и несоответствия его химическому составу бентонитов также встречает ряд затруднений. Минимальные валовые количества силикатной примеси в мелу при их химическом анализе суммируются, что затрудняет отнесение тех или иных компонентов к конкретной окристаллизованной минеральной фазе, определяемой дифрактометрическими методами, или к аморфной части, не проявляющейся в дифракционных картинах. Нам представляется, что пока единственным надежным критерием отнесения примеси к продуктам диагенетической или эпигенетической переработки вещества является парагенез силикатных минералов. Ассоциация монтмориллонит–цеолиты в этом смысле может быть с наибольшей достоверностью отнесена к продуктам постседиментационной трансформации нестойкого силикатного вещества. Доминирование монтмориллонита и цеолитов в нерастворимом остатке даже при их абсолютном небольшом содержании рассматривается при таком подходе не только как показатель их аутигенности, но и как показатель преобладающего участия в седиментационном процессе исходного нестабильного вещества.

Анализ нерастворимых остатков писчего мела и мергелей позволяет установить в их составе чрезвычайно широкое распространение цеолитов. Цеолиты (первоначально определенные как морденит) были описаны в мелу Г.И. Бушинским [1954]. В последующих работах Г.И. Бушинский и С.И. Шуменко [1970] переопределили меловые цеолиты района Брянска как гейландит. Д.П. Бобровник и Г.В. Бойчук [1963] описали цеолиты из туронского мела в Кременце, отнеся их к томсониту. Цеолиты из мела Англии описаны А. Вейром и Д. Каттом [Weir, Catt, 1965], Г. Брауном с соавторами [Brown et al., 1969], А. Халламом и Б. Селлвудом [Hallam, Sellwood, 1970].

Нами был исследован цеолит из писчего мела из карьера Фокино (обр. 29/72). Его химический состав приведен в табл. 17, а рентгеновская характеристика – в табл. 18.

Прокален при 400° С					
2 ч		15 ч			
d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*
		8,8	5		
3,37	12	8,0	5		
		6,5	3	3,34	6
		5,5	3	3,16	2
		5,07	7		
		4,85	5		
2,98	6	4,27	6	2,96	5
		3,93	12	2,79	3
2,73	4	3,83	9		

Термическая неустойчивость этого цеолита заставляет относить его к гейландиту, хотя содержание кремнезема в нем весьма высокое, а отношение $SiO_2/Al_2O_3 = 9{,}7$. В катионном составе доминирует Ca, а отношение $(Na_2O + K_2O)/CaO = 0{,}22$.

Среди других аутигенных минералов, обнаруженных в писчем мелу, следует отметить пирит. Обычной формой пиритовых выделений являются шаровидные конкреции размерами в несколько сантиметров, микроконкреции, выполняющие пустоты фораминифер или микрополости мела. Встречающийся в писчем мелу гипс приурочен к обнаженным участкам и сопровождается выделениями гидроокислов железа. Это заставляет связывать формирование гипса с гипергенными процессами окисления пирита.

Г.И. Бушинским [1954] в писчем мелу был описан барит. Этот минерал не образует крупных скоплений или конкреций, а либо рассеян в толще мергелей, либо образует наросты на желваках кремней и конкрециях пирита. Судя по описаниям, кристаллы барита представляют не сингенетичные образования и могут быть связаны с гипергенными процессами.

Фосфаты кальция являются постоянным примесным компонентом мела. Помимо костных остатков и остатков зубов рыб, в мелу присутствуют мелкие стяжения фосфата кальция до 0,5–1 мм, но преобладающая часть минеральной фосфатной примеси концентрируется во фракции < 2 мкм. Обработка мела уксусной кислотой и последующее выделение тонких фракций показывают, что максимальная концентрация P_2O_5 приурочена к фракции 1–2 мкм.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ОПОК

В составе опок, помимо рентгеноаморфного опала (опал-А), присутствует неупорядоченный кристобалит. Эта фаза различными авторами именуется также "опал-кристобалит", "неупорядоченный тридимит", "опал-СТ", "люссатит". Непременным компонентом опок является монтмориллонит, в переменных количествах отмечаются глауконит, кальцит, пирит, дисперсная гидрослюда, цеолиты, фосфаты, свободные гидроокислы железа. Песчано-алевритовые фракции аллотигенных минералов-примесей, сосредоточенные, как правило, в гнездовидных включениях, состоят обычно из кварца и незначительных количеств полевых шпатов, в наиболее тонких классах в заметных количествах присутствует мусковит. Наблюдающиеся вариации состава песчаных гнезд коррелируются с составом опоковидных песчано-алевритовых пород или песчаников, сменяющих опоки по латерали. К гнездовидным песчаным включениям в опоках приурочены также мелкие обломки фосфатов. Включения фосфатных галечек или фосфатизированных органогенных остатков наблюдаются в базальных слоях опок. Такие включения отмечены в подошве сантона в береговых обрывах Дона у совхоза Калининского, в основании слоев белогродни на Волге, в основании тыкбутакской свиты (верхний палеоцен) в Примугоджарье.

Сантонские опоки Среднего Поволжья содержат некоторую заметную примесь карбонатного материала. Чрезвычайно неравномерно распределены и примеси глауконита, органического вещества, пирита и органогенных фрагментов. Представляется рациональным не сосредоточивать главное внимание на формальной классификации опок и выделении их типов и подтипов по внешнему облику, а найти те черты сходства, которые позволяют выделять опоки как самостоятельный петрографический тип пород. Поставленная задача может быть решена при последовательном рассмотрении компонентов, слагающих опоки, структурных взаимоотношений различных элементов пород и нахождении одного или нескольких масштабов петрографического анализа. Наряду с этим решающее значение имеет и определение некоторого обязательного минерального набора (парагенеза), характерного для опок и отличающего опоки от других внешне сходных типов пород.

Наконец, следует отметить специфику опок, приуроченных к пачкам ритмитов и находящихся в тесной парагенетической ассоциации с трепелами. Эти опоки названы

кремневидными, поскольку сколы их похожи на сколы кремней, а теснейшая связь с трепелами (вплоть до переходов опоки в трепел в одном штуфе) чрезвычайно напоминает переходы кремней в трепелы (кремневые ядра – уплотненные трепелы – рыхлые трепелы). Однако весь комплекс петрографических признаков и свойства кремневидных опок не позволяют выделять их в самостоятельный тип пород с новым наименованием.

Структура и породообразующие компоненты опок

Примесь терригенного материала в опоках не обнаруживает резкой специфики состава, однако, как и в случае глауконитовых песков, в опоках полностью исключены (!) чисто кварцевые ассоциации (больше 95% кварца). Непременным примесным компонентом являются полевые шпаты и обломки пород, количество которых не выходит за пределы фонового, а фигуративные точки состава укладываются в поле кварцевых песков (рис. 44).

Микроскопически различимые минеральные фрагменты в опоках могут составлять весьма значительную часть от породы в целом. Этим определяется существование песчаных, алевритовых, карбонатных опок, переходных разностей или пород, в которых опоковый материал составляет меньше 50%, вплоть до песчаников или алевритов с опоковым цементом, кремнистых мергелей и т.п. Хотя присутствие примесей весьма показательно для всей группы опоковых пород и влияет на определение структуры пород в целом, тем не менее петрографический структурный план собственно опок или опоковидных фрагментов в смешанных породах не может быть установлен оптическими методами, поскольку размерность частиц, слагающих опоки, не превышает 20–30 мкм. Использование растрового электронного микроскопа позволяет проследить участие обломочных фрагментов в сложении оптически гомогенной (изотропной) массы опок (табл. IV, *1*). Обломки кварца мелкоалевритовой размерности, слюд, вулканических стекол, органических фрагментов в значительной мере определяют кластогенную природу опок и позволяют выделять микрообломочные структуры. Однако дискретность распределения минерального вещества в теле опок, отмеченная при визуальном их описании и прослеженная при микроскопическом изучении, сохраняется и при исследовании массы опок в масштабе, необходимом для петрографической идентификации этого типа пород.

Говоря о масштабе, необходимом для петрографического описания, мы имеем в виду размерность фрагментов, составляющих главную массу пород и участвовавших в седиментационном процессе. Структурные особенности протоопокового ила сближают его с илом мелкоалевритового состава (2–10 мкм). Именно таков размер обломочных зерен, фрагментов вулканического стекла, чешуек слюд, органогенного детрита. Но даже эти компоненты опок распределены в их массе неравномерно, а слагают некоторые участки, перемежающиеся с соизмеримыми участками, полностью изменившими свой структурный облик. Блоковое изменение структуры теснейшим образом связано с первичной неоднородностью распределения изменяющихся и сохраняющихся фрагментов протоопоки. Массы ила, участки, зоны, сложенные в переставшей двигаться протоопоковой пульпе реакционноспособными (витрокластическими) компонентами, трансформировались в опоках в набор минеральных новообразований – опал, неупорядоченный кристобалит, монтмориллонит, цеолиты. Эти участки породы имеют принципиально иное строение и иной петрографический облик, определяющийся морфологией и структурными взаимоотношениями новообразованных, минеральных фаз (табл. V, *1, 2*). В свою очередь, последовательность кристаллизации новообразований наложила свой отпечаток на распределение участков (блоков) второго порядка, сложенных преимущественно кремнистыми леписферами (глобулярная структура – табл. IV, *2*), цеолитами (кристалломорфная структура – табл. V, *1*), монтмориллонитом (чешуйчатая структура – табл. V, *2*) или ком-

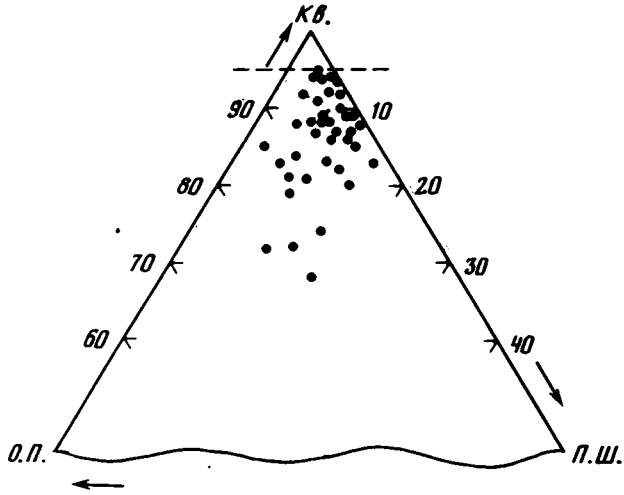


Рис. 44. Состав обломочных зерен из опок

бинацией этих новообразований. Таким образом, в структуре опок можно различить кластогенные и аутигенные элементы, сочетание которых и определяет сложность структуры пород в целом.

Аутигенные минеральные новообразования выступают в опоках как своеобразный неравномерно распределенный "базальный цемент". По аналогии с визуально различимыми макроструктурами мы можем говорить о пуддинговом характере наноструктуры опок.

Присутствие свободного кремнезема в опоках и трепелах как одного из главных породообразующих компонентов пород заставляет остановиться на рассмотрении минеральных форм или модификаций SiO_2. Этот вопрос остается достаточно сложным даже при использовании современного арсенала технических возможностей исследования. По-видимому, с недостаточной изученностью "опалов" в самом широком смысле этого слова связано и различное понимание терминов. Так, Е.К. Лазаренко [1971] определяет опал как "аморфизированную смесь кварца и тридимита с большим содержанием молекулярной воды...". По определению А.Н. Винчелла и Г. Винчелла [1953], опал представляет собой аморфную кремнекислоту при содержании воды больше 10%, при меньших количествах воды опалы содержат кристобалит и кварц. Таким образом, сам термин "опал" понимается как порода, а не как минерал. Близкая трактовка термина "опал" дается Ф.В. Чухровым [1955], Ж. Милло [1968] и др. В противоположность такой точке зрения, Л.В. Пустовалов [1940] употребляет термин "опал" как название минерального вида (аморфный гелевидный кремнезем, содержащий переменное количество воды). Породы, сложенные в основном опалом, Л.В. Пустовалов называет опалолитами. Аналогично понимание опала как минерального вида и у В.Е. Трегера [1950]. Неопределенность термина "опал" вызвала широкое распространение в литературе уточнений – рентгеноаморфный опал, оптически аморфный опал. Нам представляется правильным сохранить за термином "опал" право обозначать минерал, т.е. рентгеноаморфную модификацию кремнезема, содержащую переменное количество воды. Присутствие свободного опала в опоках иллюстрируется приводимыми дифрактограммами, на которых слабые рефлексы окристаллизованных минералов проявляются на фоне широкого гало в области $8–16^\circ\ \theta$.

Подавляющая масса опок содержит, помимо опала, значительные количества слабо окристаллизованного кремнезема, минералогическая природа которого требует специального рассмотрения.

Ультрамикрозернистость породообразующего вещества опок определяет и метод выявления их петрографической структуры. Первой попыткой такого рода была работа Р. Фолка и Ч. Уивера [Folk, Weaver, 1952], использовавших электронный микроскоп для исследования поверхностей сколов кремнистых пород. Значительно более детальные работы были выполнены И.В. Хворовой и А.Л. Дмитриком [1969, 1972], в которых кремнистые породы были подразделены на генетические типы, а структуры поверхностей сколов изучены почти для всех известных кремнистых образований. Среди выделенных этими исследователями типов структур сколов опок и опоковидных пород резко преобладают бугорковатые поверхности с включением биогенных и минеральных (пирит, цеолиты) фрагментов, агрегатов и сгустков. Изучение типов поверхностей позволило И.В. Хворовой и А.Л. Дмитрику сформулировать важный вывод о существенной роли тонкодисперсного минерального и органогенного детрита в составе опок. Однако сложность скульптуры поверхностей скола опок накладывает серьезные ограничения на методы их исследования. Так, метод реплик, предусматривающий предварительное получение пленки, облекающей структурные фрагменты, оказывается непригодным при сильно расчлененном рельефе скола, обилии глубоких трещин и пор или друзовидных образований.

Наиболее удобен для исследования структур подобных сложных поверхностей растровый электронный микроскоп. Именно с его помощью были впервые получены картины строения глобулярных частиц [Buurmann, Plass, 1971; Wise, Hsü, 1971; Weaver, Wise, 1972]. В работах С. Вайса с соавторами [Wise, Kelts, 1972; Weaver, Wise, 1972] подобные образования получили удачное название "леписферы" и были интерпретированы как глобулярные частицы, состоящие из неупорядоченного кристобалита. У. фон Рад и Х. Реш [Rad, Rösch, 1974] считали, что правильнее сохранить за рассматриваемыми кристаллическими модификациями кремнезема название "люссатит". Наряду с этим в работах Д. Елера [Oehler, 1973, 1975], Д. Джонса, Е. Сегнита [Jones, Segnit, 1971], О. Флерке, Д. Джонса и Е. Сегнита [Flörke et al., 1975] обосновывается термин "опал-CT" (CT-кристобалит, тридимит), поскольку на рентгенограммах "опал-кристобалитовых кремней" наряду с рефлексами низкотемпературного кристобалита отчетливо выделяются рефлексы α-тридимита. Интерпретация подобных картин несколько неоднозначна. Так, О. Флерке, Д. Джонс и Е. Сегнит склонны объяснить этот эффект одномерной неупорядоченностью ультрамикроскопических кристаллов кристобалита. При этом тождественность двумерной сетки тетраэдров в плоскости (111) кристобалита и (0001) тридимита может привести к возникновению "тридимитового рефлекса". Д. Елер [Oehler, 1973] интерпретирует рентгенографические картины опалов-CT как результат "смешанослойного" характера кристобалит-тридимитовых образований. Наконец, М. Вильсон, Д. Рассел и Д. Тайт [Wilson et al., 1974] предложили для "неупорядоченного кристобалита" (люссатита, опала-CT) новую интерпретацию: по их мнению, сложная дифракционная картина "неупорядоченного кристобалита", широко распространенного в порцеланитах, океанических кремнях, бентонитах, может быть объяснена как результат дифракции от полностью двумерно неупорядоченного α-тридимита, в котором слои кремнекислородных тетраэдров имеют случайное перемещение, перпендикулярное оси C.

Как видно из приведенного краткого обзора структурной интерпретации минеральных модификаций свободного кремнезема опок, этот вопрос не имеет однозначного решения. Основная трудность здесь связана с конечным размером кристаллов, которые, по оценке исследователей [Rad, Rösch, 1974], могут приближаться к молекулярным (10–250 Å).

По данным оптических исследований и растровой электронной микроскопии, можно отметить два основных типа морфологии кристаллического кремневого вещества, слагающего рассматриваемые нами силициты. Первый тип, наиболее характерный для опок и трепелов, представлен пластинчатыми образованиями, слагающими внешнюю зону леписфер (табл. IV, *2*), при этом пластинки образуют закономерно сросшиеся системы. Статистический замер углов между пластинами показывает, что резко

преобладают два интервала – 30–38 и 70–80°. Здесь следует иметь в виду, что подобные гонниометрические измерения, хотя и проводились на участках, нормальных к плоскости рисунка (снимка), тем не менее не могут претендовать на прецизионную точность, поскольку может иметь место некоторый наклон пластин к плоскости, касательной к сфере и к плоскости рисунка. Тем не менее мы можем опираться на эти приближенные данные при сопоставлении их с теоретическими рассчитанными картинами двойников тридимита (рис. 45), приводимыми О. Флерке [Flörke, 1967; Flörke et al., 1976]. Нельзя не отметить большое сходство внешнего облика двойниковых групп и близость преобладающих угловых расстояний между индивидами. Подобное сходство отмечено О. Флерке и др. [Flörke et al., 1976]. Авторы считают, что двойникование пластин в леписферах происходит по граням $3\bar{0}34$ и $1\bar{0}16$,

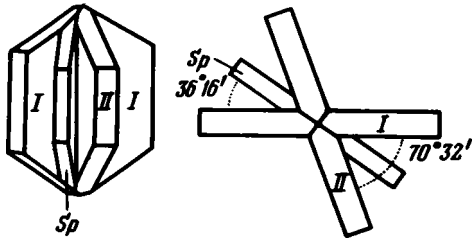


Рис. 45. Типы двойниковых сростков тридимита [Flörke, 1967]

т.е. по тридимитовому закону. Приведенные данные позволяют рассматривать внешнюю ребристую зону леписфер как сложно построенный поликристаллический агрегат, облик индивидов в котором определяются тридимитовым мотивом структуры. Этот вывод не исключает участия элементов с кристобалитовой структурой, в том числе и преобладания элементов кристобалитового типа, однако такие элементы должны быть представлены пластинами, параллельными грани (111) кристобалита.

Вторым морфологическим типом кристаллического кремнезема в опоках являются агрегаты микроскопически игольчатых кристаллов, образующих корочки на стенках пустот. Этот морфологический тип кристаллов встречается в обычных опоках весьма редко, чаще присутствует в кремневидных опоках, но чрезвычайно широко распространен в цементе песчаников и в пограничных зонах, делящих кремни и трепелы. Описываемая разность кристаллического кремнезема часто доступна и для микроскопического изучения (особенно в кварцитовидных песчаниках, где толщина корочек, образующих цемент, может достигать 0,1–0,2 мм). Образования подобного рода получили наименование "люссатит" [Mallard, 1890] и интерпретировались как неупорядоченный низкотемпературный кристобалит. Однако, как было только что показано, термин "люссатит" многими авторами отождествляется с опалом-СТ, неупорядоченным тридимитом и т.п. Рассмотрение снимков, полученных с помощью растрового электронного микроскопа, позволяет заметить, что лучистые образования, описываемые при микроскопическом исследовании как агрегаты игольчатых кристаллов, представляют скопление тончайших пластин (0,2 мкм и меньше), часто ориентированных плоско-параллельно внутри крустификационной корочки, но проявляющих отчетливое пластинчатое (не игольчатое) строение (табл. XXIII, *1, 2*). При выходе крустифицирующего агрегата в свободное поровое пространство пластинчатый характер кристаллов виден особенно отчетливо.

Дифракционные картины люссатита аналогичны картинам опал-кристобалит-тридимитовых леписфер, обнаруживая тот же набор рефлексов (4,28; 4,10; 3,80; 2,49, 2,27). Однако положительное удлинение люссатита не соответствует ориентировке индикатриссы в кристаллах тридимита ($Ng \perp 0001$). Таким образом, мы не можем рассматривать вторую морфологическую разновидность кристаллической модификации SiO_2, именуемую люссатитом, как агрегат тончайших пластин тридимита, ориентированных плоскостью (0001) нормально крустифицируемым поверхностям. Аг-

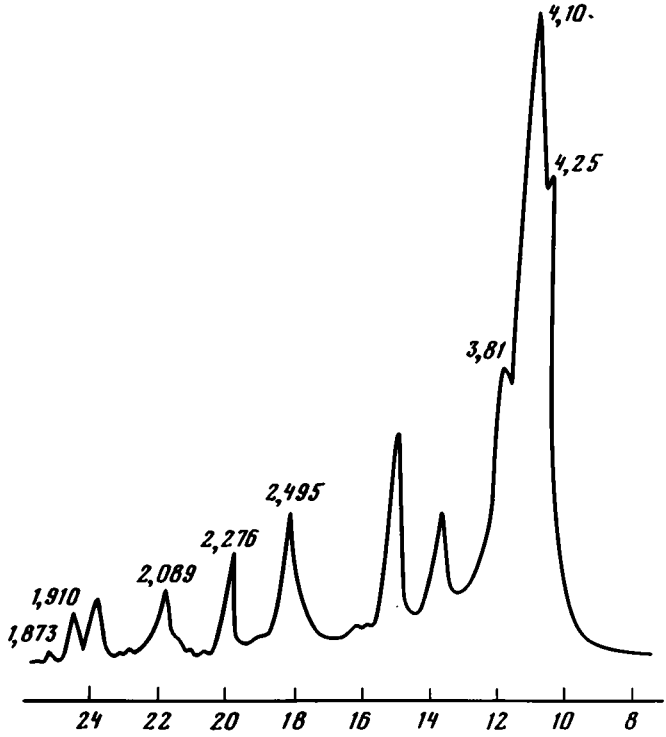


Рис. 46. Дифрактограмма, полученная с полированной поверхности опоки (обр. 178/75), сантон, Сенгилей

регат, сложенный пластинками тридимита, должен обнаруживать отрицательное удлинение ($Ng \perp 0001$), а если допустить, что в строении пластин лишь их габитус задается мотивом, тридимита, в то время как главная масса кристаллита сложена пластинами кристобалита, "вырезанными" параллельно грани октаэдра, то при микроскопическом рассмотрении такого агрегата мы либо не обнаружим прямого погасания (параллельно удлинению пластин), либо, в случае неупорядоченного разворота пластин в базальной плоскости, должны получить отрицательное удлинение агрегата (кристобалит оптически отрицателен, и в плоскости грани октаэдра должна располагаться проекция оси Np (Np'), а перпендикулярно к плоскости такой пластины $-Ng'$). Таким образом, строение поликристалла, подобное описанной генетической модели, может иметь место в люссатине (обладающем отрицательным удлинением). В люссатите же, по-видимому, имеет место срастание пластин кристобалита, образованных резко усеченными бипирамидами тетрагонального облика. Тенденция к образованию подобных квадратных пластин широко наблюдается в кристобалите. Этому выводу не противоречит и облик граней отдельных пластин люссатита, выходящих в поровое пространство за пределы агрегата. Углы, ограничивающие кристаллические пластины, близки 90°. Таким образом, продолжая пользоваться термином "люссатит", мы понимаем под ним не минеральный вид, а минеральное образование (как люссатин, халцедон, кварцин).

Как уже было отмечено, люссатит в составе опок играет резко подчиненную роль и появляется лишь в сравнительно крупных полостях и трещинах. Главная же масса окристаллизованной фазы свободного кремнезема представлена сложными агрегатами неупорядоченного кристобалита, участвующего в строении леписфер, либо перистыми массами пластин гексагонального облика (табл. IV, *2*). Морфологически такие агрегаты кристаллов могут быть интерпретированы как агрегаты тридимита,

Таблица 19

Состав многократных содовых вытяжек из опок, %

Образец		Компоненты	I–II	III–IV	V–VI	VII–VIII	IX–X	XI–XII	Сумма
Землистые опоки	104/70	SiO_2	16,80	9,10	7,48	3,95			37,33
		Al_2O_3	–	0,28	0,34	0,15			0,77
	109/70	SiO_2	17,79	11,86	5,53	1,81			36,99
		Al_2O_3	–	0,11	0,11	0,26			0,48
	91/75	SiO_2	26,99	7,49	3,83	3,83	2,73	2,83	47,70
		Al_2O_3	–	0,07	0,07	0,10	0,07	0,07	0,38
	50/75	SiO_2	29,16	4,17	1,00	2,99	2,60	1,65	41,57
		Al_2O_3	–	0,12	0,11	0,07	0,10	0,07	0,47
Кремневидные опоки	124/75	SiO_2	32,98	14,66	5,98	2,50	2,73	2,73	61,58
		Al_2O_3	–	0,06	–	0,05	0,06	0,07	0,24
Карбонатные опоки	178/75	SiO_2	29,82	14,16	7,66	2,16			52,80
		Al_2O_3	–	0,06	0,13	0,03			0,22
Опоки с заметной добавкой органогенного кремнезема	7/72	SiO_2	17,92	7,98	4,87	6,83	5,52	1,62	44,74
		Al_2O_3	–	0,09	0,24	0,07	0,02	0,01	0,43
	109[а]/75	SiO_2	29,82	6,83	3,00	2,60	2,73	1,99	46,97
		Al_2O_3	–	0,19	0,01	0,07	0,09	0,07	0,43
	109[б]/75	SiO_2	30,65	4,17	3,66	3,66	2,73	2,06	46,93
		Al_2O_3	–	0,21	0,14	0,05	0,08	0,07	0,55
	144/75	SiO_2	31,98	6,66	2,50	3,33	2,56	2,13	49,16
		Al_2O_3	–	0,18	0,09	0,07	0,07	0,07	0,58

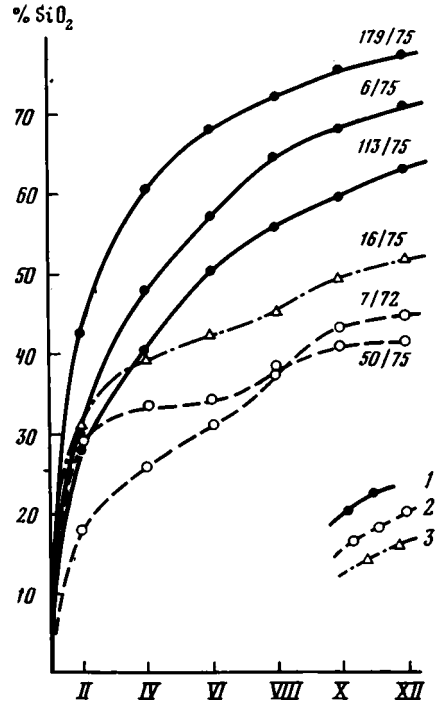


Рис. 47. Кривые выноса SiO_2 в многократные содовые вытяжки из различных силицитов

1 – диатомиты; 2 – опоки; 3 – окремнелые диатомиты

однако дифрактометрические исследования опок, глобулярного кремнезема трепелов и чистых люссатитовых фракций из цемента песчаников (рис. 46, см. рис. 41, 49) показывают их тождество. Как на дифрактограммах чистых фракций люссатита, так и на дифрактограммах от порошков опок отмечается доминирование пика 4,08–4,11Å. Соотношение пика 4,1 и 4,3Å в дифрактограммах опок и люссатита из цемента песчаника достаточно близкое, и, следовательно, в строении леписфер и в образовании поликристаллических сростков люссатита доминирует кристаллическая фаза с кристобалитовым мотивом структуры.

Наличие свободного опала переменно в различных опоках. Присутствие его может быть установлено прямым методом лишь в том случае, если количество опала весьма высоко и проявляется в виде интенсивного гало на дифрактограммах. Примесь биогенного опала (остатки спикул, диатомей) четко устанавливается микроскопически или при изучении в сканирующем электронном микроскопе. Но пленочны опал, цементирующий основную массу опок и присутствующий в виде примеси, устанавливается лишь косвенными методами. Одним из таких методов является сопоставление темпа выноса кремнезема в многократные содовые вытяжки. Если сопоставить кривые выноса SiO_2ам из опок и кривые выноса SiO_2ам из чистых диатомитов, обнаруживается резкое несоответствие темпа растворения аморфного кремнезема в этих породах (рис. 47). В первые порции (I–II вытяжки) удаляется около 30% и более SiO_2ам из диатомитов и лишь 20–25% из опок. Однако опоки, содержащие заметную примесь спикул и панцирей диатомей, также отдают в первые порции содовых вытяжек сравнительно высокие количества SiO_2 ам.

Но главное обстоятельство заключается в том, что на кривых таких опок появляется отчетливый перелом, как бы временное затормаживание процесса растворения кремнезема, сопровождающееся также временным возрастанием относительной доли Al_2O_3. Последующие порции вытяжек содержат вновь повышающиеся количества SiO_2ам и снижающиеся количества Al_2O_3 (табл. 19, обр. 7/72, 109а/75, 109б/75, 144/75). Перелома кривых не отмечается в сантонских и кампанских опоках, лишенных гало в области 8–16° θ (обр. 104/70, 109/70, 178/75). Перелома кривых не отмечено также и в чистых диатомитах (см. раздел "Минеральные парагенезы биогенных силицитов"). Кремневидные палеогеновые опоки (обр. 124/75) меняют темп растворения SiO_2ам; плавное снижение количеств извлеченного кремнезема наблюдается в них до VI–VIII вытяжки, после чего следует некоторое увеличение количеств вынесенного SiO_2 и последующее плавное падение. Одновременно на дифрактограммах кремневидных опок обнаруживается гало в области 8–16° θ.

Таким образом, различная динамика растворения свободного кремнезема может служить косвенным признаком одновременного присутствия различных минеральных форм SiO_2. Однако этот эффект не должен рассматриваться в качестве основного критерия оценки, поскольку остаются не исследованными вопросы, связанные с разложением стекол и нестойких силикатов. Правда, при растворении как стекол,

так и цеолитов или монтмориллонита вместе с SiO_2 в содовые вытяжки переходят значительные количества Al_2O_3. Но Al_2O_3 всегда присутствует в содовых вытяжках из опок, и какие его количества связаны со стеклами, какие – с разложением цеолитов и какие – с освобождением изоморфной примеси глинозема из низкотемпературного кристобалита – остается неясным.

Минеральная примесь в опоках

Монтмориллонит является практически единственным глинистым минералом, сравнительно равномерно рассеянным в опоках. Дифрактометрические данные позволяют установить примесь минерала с первым базальным рефлексом в области 10 Å. Но, по-видимому, этот рефлекс принадлежит измельченному глобулярному глаукониту, постоянно присутствующему в опоках, а также аллотигенным слюдам. Здесь следует отметить неизбежные сложности, связанные с выделением глинистых минералов из опок. Глинистое вещество опок не обособлено, не создает каких-либо крупных гнезд, а распределено во всей кремневой (опалово-кристобалитовой) массе. Механическое истирание опок приводит к некоторому обогащению тонких фракций глинистой составляющей, но не избавляет даже фракции меньше 1 мкм от агрегатов. По-видимому, с этим обстоятельством связано отсутствие на дифрактограммах четких пиков достаточной интенсивности (рис. 48). Кроме того, базальные рефлексы глинистых минералов получаются не острыми, а широкими. Положение максимумов в них часто можно наметить лишь в некоторых областях 12–13Å для природных образцов и 17–19Å для образцов, насыщенных глицерином. Такое положение максимумов может быть интерпретировано либо как следствие плохой степени кристалличности монтмориллонитов, либо как указание на присутствие смешанослойной фазы, включающей некоторое количество слюдоподобных слоев. В химическом составе тонких фракций выделенных из опок, отмечается резко повышенное количество SiO_2ам, что связано с переводом в тонкие фракции части опала и кристобалита при

Таблица 20

Химический состав опок, вес. %

Компоненты	Кремневидные опоки			Карбонатные опоки		
	7/72	144/75	124/75	213/70	264/70	178/75
SiO_2	87,33	86,29	90,30	79,04	68,95	77,63
TiO_2	0,17	0,25	0,15	0,17	0,51	0,13
Al_2O_3	3,08	3,00	2,60	4,15	4,93	1,32
Fe_2O_3	0,68	2,60	0,51	1,68	3,91	0,70
FeO	0,32	0,28	0,14	0,21	0,31	0,17
CaO	1,19	1,36	0,55	4,87	7,78	9,38
MgO	0,93	–	0,40	0,44	0,95	–
MnO	0,12	0,01	–	–	0,03	0,01
Na_2O	0,06	0,16	0,05	0,31	0,30	0,20
K_2O	0,59	1,26	0,46	1,31	2,05	0,37
H_2O^+	1,75	1,91	1,18	2,81	2,16	1,74
H_2O^-	3,23	2,59	2,23	2,46	2,33	2,16
CO_2	–	–	–	2,38	4,94	6,25
C	0,14	–	–	0,08	0,14	–
P_2O_5	0,01	0,01	–	0,14	0,27	0,02
П.п.п.			0,97			
Сумма	99,50	99,72	99,54	100,05	99,57	100,08
SiO_2ам	44,74	49,16	61,58	20,77	16,75	52,80

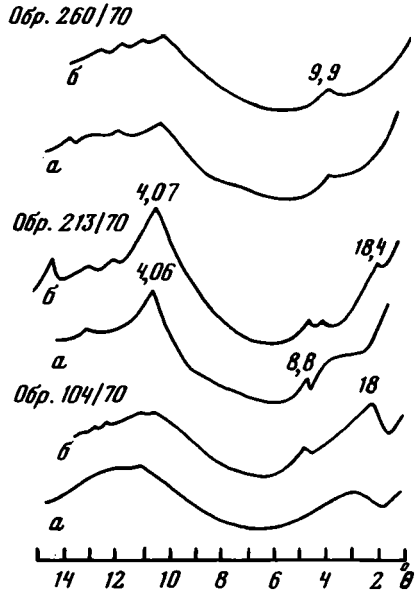


Рис. 48. Дифрактограммы фракций < 1 мкм из опок
Обр. 260/70 – палеоген, Воскресенское; обр. 213/70 – сантон, Воднобуерачное; обр. 104/70 – кампан, Базковская, *а* – природный, *б* – насыщенный глицерином

механическом истирании опок. Это подтверждается высоким гало в области 8–16° θ на дифрактограммах фракции меньше 0,001 мм (см. рис. 48). Наряду с этим в тонких фракциях из опок присутствуют рефлексы в области 4,09–4,12Å (кристобалит). Сравнение химического состава опок (табл. 20) и химического состава выделенных из опок тонких фракций показывает лишь обогащение последних Al_2O_3, Fe_2O_3, H_2O, т.е. имеет место обогащение их монтмориллонитом и дисперсным глауконитом.

Цеолиты сосредоточены как в основной гомогенной кремневой массе опок, где они образуют мельчайшие кристаллики до 1–2 мкм, так и в поровых промежутках в песчаных гнездах. Здесь наблюдаются несколько более крупные кристаллы цеолитов, до 5–8 мкм, а количество их обычно возрастает вместе с возрастанием доли глауконита. В кремневидных опоках цеолиты присутствуют в существенно меньших количествах. Кристаллы цеолитов обладают идиоморфной огранкой. Рентгенографические данные, полученные для фракций меньше 1 мкм, позволяют отнести их к группе гейландита, а сохранение интенсивности первого рефлекса (в области 8,8–9Å) после прокаливания до 450–500° С может указывать на принадлежность их к клиноптилолиту. В подавляющем большинстве случаев при диагностике цеолитов приходится

"Землистые" опоки			Фракции < 0,001 мм из опок		
104/70	233/70	50/75	104/70	213/70	124/75
83,50	81,36	82,59	49,02	57,77	77,30
0,34	0,41	0,34	0,42	0,51	0,30
3,49	5,50	5,46	10,72	13,29	6,69
2,44	3,36	1,96	23,28	6,20	4,56
0,23	0,09	0,14	0,36	0,17	0,29
1,70	0,79	1,73	0,84	3,11	0,65
1,44	0,76	–	1,25	2,40	0,93
–	0,03	–	0,01	0,01	–
0,19	0,13	0,16	0,15	0,15	0,15
1,13	1,35	1,05	1,45	1,90	1,67
2,38	2,22	2,49	6,94	5,97	3,47
2,62	3,47	3,54	4,38	7,78	4,26
–	0,08	–	–	–	–
0,15	–	0,20	0,79	0,96	0,34
0,92	0,05	0,01	0,78	–	–
99,53	99,64	99,67	100,39	100,22	99,61
37,32	8,96	41,57	14,95	19,76	30,63

Таблица 21

Химический состав цеолитов из опок, вес. %

Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO
212/70	65,00	0,16	9,05	1,18	2,64	1,04
263/72	65,05	–	12,51	1,52	1,93	1,72

Таблица 22

Рентгеновская характеристика цеолитов из опок

Номер образца	Природный				Прокаленный при 400° С, 2 ч	
	d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*
212/70	8,97	50				
	7,90	15	3,16	19		
	6,78	11	3,12	12		
	5,90	1	2,97	36		
	5,23	14	2,79	21		
	5,10	17	2,73	11		
	4,65	14	2,67	2		
	3,95	100	2,508	13		
	3,74	5	2,427	11		
	3,55	8	2,279	3		
	3,42	24	2,092	7		
263/72	8,8	58	3,31	11	8,8	60
	7,9	26	3,16	21	7,9	30
	6,7	11	3,11	17	6,7	18
	5,9	3	2,97	51	5,9	3
	5,2	15	2,79	32	5,20	18
	5,1	17	2,73	16	5,09	24
	4,65	16	2,66	5	4,63	15
	3,95	100	2,52	11	3,95	100
	3,70	12			3,71	11
	3,55	7			3,53	12
	3,42	23			3,40	30

ориентироваться лишь на оптические данные в сочетании с дифрактометрией фракций меньше 1 мкм или от 1 до 2 мкм. Небольшой относительный процент цеолитов в этих фракциях позволяет уловить на дифрактограммах лишь один рефлекс (020) в области 8,8–9Å. Максимальное проявление этого рефлекса объясняется преимущественной ориентировкой кристаллов цеолита по плоскости (010); рефлекс (004) в области 3,97Å при этом нивелируется. При прокаливании же образцов широкий первый базальный рефлекс монтмориллонита может маскировать пик 8,8–9Å. Кристаллы цеолитов сравнительно крупных размеров (2–5 мкм) в опоках содержатся в крайне малых количествах, вероятность же присутствия их в сростках во фракции этой размерности возрастает. Именно поэтому из наиболее чистых разностей опок и, в частности, из кремневидных опок не удалось получить ни одной цеолитовой фракции. Лишь в двух случаях были получены минимальные количества чистых цеолитов, но они характеризуют карбонатные опоки (табл. 21, 22). Приведенные в этих таблицах данные позволяют относить изученные чистые цеолиты к клиноптилолиту.

Характер взаимоотношений аутигенных кристаллов цеолитов и леписфер в опо-

Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	Сумма	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{Na_2O+K_2O}{CaO}$
0,11	1,89	12,91	5,55	99,53	12,1	0,40
0,11	3,18	8,67	5,39	100,08	9,00	1,04

Прокаленный при 400° С					
2 ч		15 ч			
d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*
		8,9	50	3,326	14
		7,9	20	3,162	19
		6,75	15	3,118	12
		5,90	5	2,959	38
		5,20	16	2,789	21
		5,09	20	2,728	10
		4,62	13	2,670	4
		3,948	100	2,518	10
		3,701	9	2,417	10
		3,535	8	2,181	3
		3,402	26	2,085	6
3,31	18	8,8	57		
3,16	26	7,9	21	3,16	21
3,11	24	6,7	14	3,10	18
2,96	58	5,9	5	2,97	46
2,80	33	5,20	14	2,79	24
2,73	18	5,08	21	2,71	14
2,67	7	4,64	14	2,67	10
2,52	10	3,95	100	2,52	9
2,423	16	3,71	11	2,42	11
2,081	7	3,53	6	2,08	5
1,933	10	3,40	28	1,957	6

ках иллюстрируется табл. XXII, *1, 2*. Видно, что леписферы находятся в безразличных петрографических соотношениях с кристаллами цеолитов, что свидетельствует об одновременном зарождении и формировании обоих компонентов структуры. Можно лишь отметить статистическую закономерность сравнительно более частого нахождения идиоморфных леписфер, чем идиоморфных цеолитов, а следовательно, сделать вывод о тенденции формирования минералов свободного кремнезема как одновременно с цеолитами, так и на более поздних стадиях. Идиоморфность цеолитов ограничена также обломочными фрагментами пород и сложными соотношениями кристаллов друг с другом. В общем случае таблитчатые кристаллы обладают более ярко выраженным идиоморфизмом по сравнению с призматическими.

Глобулярный глауконит широко представлен в опоках, но в кремневидных опоках глауконит сравнительно редок. В ряде случаев песчанистые опоки включают главным образом глауконитовые зерна, составляющие до 80% зернистого материала. Наиболее показательны такие соотношения в базальных слоях формации. Так, базальные песчанистые опоки палеоценовой глауконитово-кремнистой формации Поволжья

(Сенгилей, Воскресенское, Белогродня) содержат в составе примеси песчаного материала 75–80% глауконита. В числе глауконитовых зерен в опоках часто можно отметить и зерна зонального строения с концентрически расположенными включениями пирита или с крустификационной глауконитовой оторочкой второй генерации. Глауконитовые зерна вместе с обломками кварца и полевых шпатов образуют гнезда в теле опок. Таким образом, глауконит в опоках выступает как "обломочный" компонент породы, захваченный и запечатанный вместе с комплексом других минералов.

Среди других примесных минеральных фрагментов опок следует отметить пирит. Этот минерал в опоках имеет два выраженных морфологических типа выделения. В одних случаях встречены шаровидные микроконкреции, а в других – сростки кубических кристаллов. Можно отметить приуроченность кубических форм к микрополостям в опоках, а шаровидных – к сплошным массам опоки. Важным и постоянно присутствующим минеральным компонентом опок являются вулканические стекла (табл. VI, *1, 2*). Размерность обломков стекол и их сильная измененность не позволяют оценить первичные количества стекол в протоопоках. Наиболее устойчивые реликты их, сохранившиеся до настоящего времени, вряд ли можно рассматривать как остатки главной массы витрокластического материала, поскольку даже крупные обломки стекол (песчаной размерности), наблюдаемые в измененных пепловых туфах и туфитах, узнаются лишь по характерным очертаниям, но они практически полностью замещены монтмориллонитом, цеолитами и кристобалитом (см. главу третью). Мы можем допустить сохранность лишь наиболее кислых стеклянных фрагментов, но и они постоянно присутствуют в опоках. Можно отметить лишь более частое присутствие вулканических стекол в опоках базальных частей циклов и сравнительно более редкое – в кремневидных опоках.

Биогенные фрагменты в опоках

Среди биогенных фрагментов опок можно выделить две главные группы: первая – кремнистые остатки (спикулы, радиолярии, панцири диатомей) и вторая – карбонатные остатки, главным образом кокколиты и реже фораминиферы. Количества как тех, так и других в чистых разностях опок ничтожны, однако добавка биогенного материала может быть и неограниченной в ряду переходных пород (карбонатные опоки – опоковидные мергели или опоки – окремнелые диатомиты). Переходные разности пород в ряду карбонатных опок появляются как на стыке фаций, так и в результате вторичного окремнения. Опоковидные диатомиты в наблюдавшихся нами случаях являются только вторично окремнелыми породами. Петрографический облик вторично окремнелых биогенных пород будет рассмотрен ниже. Здесь же мы остановимся лишь на характеристике биогенных фрагментов в опоках.

Кремнистые органогенные остатки в опоках достаточно хорошо видны при обычном микроскопическом изучении. Это относится в первую очередь к остаткам, размеры которых доступны для оптического изучения под микроскопом. Панцири диатомей размером менее 10 мкм могут маскироваться в шлифе наложенными полупрозрачными компонентами породы или скоплением дисперсных частиц. Использование сканирующего электронного микроскопа в этих случаях, как правило, не дает удовлетворительного эффекта. Это связано с тем, что склеивающее вещество опок (обычно пленочный опал) по своим механическим свойствам крайне близко опалу биогенных фрагментов и на сколах, секущих как кремнистый биогенный остаток, так и цементирующее вещество, проявляются детали скульптуры, обусловленные не контактной зоной цемент–панцирь, а ориентировкой включений иного (не опалового) состава, вторичными пустотами и трещинами, границами раздела между кристаллической фазой и перекристаллизованным опалом и т.п. Контуры биогенных фрагментов проявляются лишь в тех случаях, когда плоскость скола пересекает первичные трещины и пустоты, контактировавшие еще в протоопоковой пульпе с тем или иным элементом поверхности биогенного остатка. Именно поэтому в сканиру-

ющем электронном микроскопе заметны в первую очередь внутренние полые зоны биогенных фрагментов, но и они искажены пленками проникшего и литифицированного геля или вторичными выростами кристаллов новообразованного кристобалита.

Лучше всего в опоках проявляются остатки спикул, это относится как к спикулам не измененным, так и к спикулам, потерявшим воду и частично замещенным комбинацией леписфер (табл. VII, *1, 2*). Детали этого процесса рассмотрены в главе третьей. Пустоты во внутренних полостях крупных биогенных фрагментов (радиолярии) часто используются для возникновения в них скоплений аутигенных кристаллов цеолитов. Однако и это явление, достаточно хорошо обнаруживаемое под оптическим микроскопом, оказывается лишь в редких случаях доступным для наблюдения в сканирующем электронном микроскопе, поскольку внешние контуры раковин радиолярий сливаются с вмещающей массой породы, а внутренние полости оказываются выстланными аутигенными новообразованиями.

Карбонатные остатки индивидуализированы значительно лучше. Различия прочности вещества цементирующей массы и карбонатных остатков позволяют в сканирующем электронном микроскопе обнаружить не только их присутствие, но и детали их скульптуры (табл. VIII, *1, 2*). Это особенно важно, поскольку размеры кокколитов делают их непригодными для изучения в шлифах. Представление о замещении кокколитов опалом или кристобалитом с сохранением их форм не находит подтверждения, поскольку параллельно проводимое микрозондирование позволяет во всех случаях констатировать кальцитовый состав кокколитов, обнаруживаемых в сканирующем электронном микроскопе по их морфологии.

Помимо карбонатных и кремнистых органических остатков в опоках, образующих главную массу органогенной примеси в этих породах, в них обнаруживаются чешуя и зубы рыб, древесные остатки, отпечатки водорослей. Органическое вещество растительных остатков оказывается замещенным той минеральной формой свободного кремнезема, которое доминирует в породе. Так, при включении обломков древесины в преимущественно опаловые (кристобалит-опаловые) опоки палеоцена Ульяновского Поволжья они оказываются замещенными опалом и кристобалитом. Включение же растительных остатков в опоковидные песчаники, в которых некоторая часть пор оказывается выполненной халцедоном, одновременно сопровождается замещением древесины халцедоном. В данном случае псевдоморфозы минералов свободного кремнезема по растительным остаткам можно рассматривать как результат заполнения вторично формирующихся пустот теми формами SiO_2, которые оказываются дозволенными на данной стадии диагенеза (эпигенеза) и в данных конкретных физико-химических условиях. Дальнейшая трансформация минерального вещества, заместившего растительный остаток, подчиняется тем же закономерностям, что и вся вмещающая порода.

Рассмотрение минеральных парагенезов опок не позволяет разделить "обычные" и "кремневидные" опоки на два типа пород с собственными названиями. Можно лишь отметить, что для кремневидных опок показательна меньшая примесь глауконита и цеолитов. Структура обоих типов опок идентична, а их главные породообразующие компоненты (опал и кристобалит) составляют более 50% их массы.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ТРЕПЕЛОВ

Породообразующие минералы

Главным породообразующим компонентом изученных трепелов является так называемый глобулярный опал – леписферы. Размеры леписфер меняются в достаточно широких пределах, от 1–2 до 15–20 мкм. Однако в каждом отдельном образце пределы изменения этих размеров резко сужены. Так в приднестровских трепелах леписферы достигают 10–15 мкм (гранулометрический максимум – 8–10 мкм). В образцах Зикеевского месторождения преобладающий размер глобулей составляет 1–3 мкм.

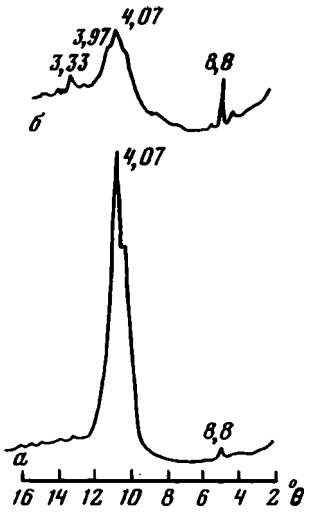


Рис. 49. Дифрактограммы трепела (обр. 247/72) до обработки (*а*) и после обработки (*б*) NaOH, Могилев-Подольский

Применение сканирующего электронного микроскопа позволило детально изучить морфологию леписфер. На фотографиях табл. IX, *1, 2* видно, что частицы, слагающие трепелы разных месторождений, построены достаточно тождественно. Поверхность их имеет ребристый вид. Размер наросших пластинок (ребер) может быть различным, от долей до 1–2 мкм, но присутствие их оказывается обязательным во всех изученных нами образцах трепелов. Рассмотрение отдельно взятых леписфер (табл. X, *1*) позволяет обнаружить, что в трещинах синерезиса, вскрывающих внутреннюю зону глобулей, масса вещества имеет гомогенный облик, не рассечена швами, разграничивающими поликристаллический агрегат, гомогенность внутренней зоны леписфер может быть связана как с принципиально иным типом вещества (например опал), так и с иным размером кристаллов, слагающих поликристаллический агрегат-леписферу. Поскольку рентгеновский анализ не обнаруживает в составе леписфер сколько-нибудь заметных масс каких-либо минералов, кроме минералов свободного кремнезема, и поскольку кварц в составе леписфер практически отсутствует морфологическая неоднородность глобулей может быть связана лишь с различиями в размерах кристаллов либо с присутствием во внутренних зонах леписфер свободного опала. Последнее предположение кажется более вероятным, поскольку в химическом составе фракций, состоящих из чистых леписфер, обнаруживается повышенное количество воды, удаляемой в температурном интервале 120–200°С (2%). Суммарное же количество воды составляет около 4%. Для селективного разрушения и удаления только ребристой оторочки на леписферах была предпринята попытка их быстрого растворения в растворе щелочи. При режиме быстрого растворения предполагалось, что в первую очередь будут реагировать внешние зоны леписфер, ядра же их удастся сохранить, если прервать обработку на экспериментально выбранном этапе опыта.

Обработка крупной фракции трепела (5–10 мкм) 10%-ным подогретым до 60°С раствором NaOH в течение 10 мин привела к частичному растворению глобулей с поверхности и изменению их очертаний (табл. X, *2*). Диаметр глобулей уменьшился примерно вдвое. Снятие ребристой оторочки с шариков сопровождается резким снижением интенсивности пика 4,07Å (кристобалит) на дифрактограммах (рис. 49). Одновременно с этим на дифрактограммах фракции, обработанной NaOH, усиливается гало в области 8–16° θ, что свидетельствует о возрастании доли опала.

Приведенные данные позволяют интерпретировать поверхностную ребристую зону шаровидных зерен трепелов как внешнюю кристобалитовую оторочку на опаловом ядре. Типы леписфер, характер срастания пластинчатых кристаллов неупорядоченного кристобалита на их поверхности тождественны леписферам, описанным в опоках. Взаимоотношение леписфер друг с другом в породе (трепел) и взаимоотношение их с иными компонентами трепелов могут свидетельствовать о седиментационной природе глобулярных частиц. Несмотря на сложную скульптуру поверхности в леписферах трепелов не наблюдается приспособления форм (в отличие от опок). Контакт шаровидных телец по кромкам ребристой (пластинчатой) оторочке определяет чрезвычайно высокую пористость трепелов и объемный вес их чистых разностей меньше единицы (при минералогической плотности, равной 2,2–2,3).

Описанные особенности петрографических взаимоотношений леписфер в трепелах заставляют предполагать либо участие в седиментационном процессе уже сформиро-

ванных леписфер (со сложной скульптурой), либо преобразование крайне многоводного метастабильного глобулярного опала в леписферы в самом верхнем слое осадка, когда исключены даже самые малые уплотняющие нагрузки перекрывающих слоев. Теоретически подобное преобразование глобулярных телец многоводного опала в леписферы можно представить исходя из свойств геля кремнезема [Чухров, 1955]. При содержании воды в нем приблизительно менее 95% гель утрачивает способность течь и приобретает вид эластичного студня; если воды в геле кремнезема содержится 95–75% – гель крошится, но крошки ломкого студня имеют влажную поверхность, а при длительном выдерживании их в состоянии покоя раскрошенный гель может восстановить гомогенность. Таким образом, потеря воды в интервале 95–75% сопровождается как бы потерей остаточных тиксотропных свойств геля SiO_2. Гель SiO_2, содержащий менее 75% воды, истирается в порошок с сухой поверхностью обломков. Однако при столь высоком содержании воды гель SiO_2 метастабилен и способен к самопроизвольному обезвоживанию даже под слоем воды. При содержании H_2O в геле в количестве 20–22% и менее он уже историческое время может сохраняться даже на воздухе, т.е. приобретает свойства хотя и метастабильного, но исторически стабильного вещества. По-видимому, с этого предела содержания воды в геле SiO_2 можно говорить о минерале "опал". При плавном обезвоживании (примерно до 2% H_2O) опалы, т.е. литифицированные гели SiO_2, сохраняют стекловатую структуру и способность к частичной регенерации, т.е. к поглощению некоторых количеств потерянной воды с восстановлением первичных свойств [Ravasz, 1973].

Осадок, состоящий из шаровидных капель литифицированного многоводного геля SiO_2, должен содержать поровые воды, предельно насыщенные кремнеземом, но в контакте с резко недосыщенными наддонными водами может происходить диффузионный отток SiO_2, сопровождающийся частичным растворением глобулярных частиц и падением концентрации порового раствора. Одновременно с этим должен идти и второй процесс самопроизвольного обезвоживания пачек литифицированного геля SiO_2 до уровня его относительной стабильности в водной среде. Как показали Х. Хардер и В. Флеминг [Harder, Flehming, 1970], в геле SiO_2 возможны возникновение и рост кристаллов кварца, однако такая возможность осуществляется лишь при резком недосыщении кремнеземом воды, контактирующей с гелем, т.е. при возможности обмена SiO_2-раствор $\rightleftarrows$ SiO_2-осадок. Опыты Х. Хардера и В. Флеминга проводились при искусственном поддержании pH раствора, контактирующего с гелем на уровне около 7. Можно высказать предположение, что возникновение кристаллической фазы SiO_2 из геля и ее тип зависят не только от концентрации SiO_2 в контактирующем растворе, но и от pH этого раствора и от природы геля. Гель, полученный Х. Хардером и В. Флемингом, был предельно многоводен и имел полужидкую консистенцию. По всей вероятности, кристаллизация литифицированных гелевых частиц, содержащих на первых стадиях существования осадка порядка 70–75% воды, в контакте с морской водой происходила по линии образования неупорядоченного кристобалита, поскольку аутигенного кварца в составе леписфер не обнаружено. Вероятность сингенетичного возникновения неупорядоченного кристобалита допускается Ф. Фройлихом [Froelich, 1974].

Детали строения леписфер изучены далеко не достаточно. Остаются гипотетическими термины "опал-кристобалит" [Breitsch, 1957], "опал-CT" [Jones, Segnit, 1971; Flörke et al., 1976]. Остаются также недостаточно ясными химические свойства леписфер. Так, многократные содовые вытяжки из чистых, но неистертых фракций леписфер удаляют до половины SiO_2 в сравнении с содовыми вытяжками из истертых порошков. При этом остановка эксперимента производилась в обоих случаях лишь тогда, когда в очередную вытяжку уходило не более 1% SiO_2. Предварительная кислотная обработка неистертой фракции трепельных глобулей увеличивала выход SiO_2 в содовые вытяжки до 2/3 (в сравнении с истертыми). Но ни при одном режиме не удавалось получить перехода в содовые вытяжки расчетного количества SiO_2. Используемые некоторыми исследователями щелочные вытяжки (NaOH или KOH) нами

Таблица 23

Состав многократных содовых вытяжек из трепелов, %

Номер образца	Компоненты	I–II	III–IV	V–VI	VII–VIII	IX–X	XI–XII	Сумма
6/72	SiO_2	21,70	7,84	6,21				35,75
	Al_2O_3	–	0,12	0,19				0,31
11/72	SiO_2	21,00	9,31	4,59	4,87	1,06		40,83
	Al_2O_3	–	–	0,14	0,24	0,09		0,47
47/72	SiO_2	18,20	7,74	4,59	1,38			31,21
	Al_2O_3	–	–	0,23	0,28			0,51
56/72	SiO_2	19,25	9,31	3,44				32,00
	Al_2O_3	–	–	0,16				0,16
239/72	SiO_2	14,00	5,74	5,40				25,14
	Al_2O_3	–	0,02	0,13				0,15
241/72	SiO_2	9,10	8,82	4,06				21,98
	Al_2O_3	–	–	0,10				0,10
242/72	SiO_2	12,04	6,72	5,40				24,16
	Al_2O_3	–	0,11	0,12				0,23
243/72	SiO_2	10,08	7,35	3,22				20,65
	Al_2O_3	–	0,05	0,19				0,24
244/72	SiO_2	12,04	7,04	6,02				25,10
	Al_2O_3	–	–	0,06				0,06
247/72	SiO_2	24,43	5,74	6,37	6,35	4,59	1,59	49,07
	Al_2O_3	–	–	0,09	0,19	0,23	0,09	0,60
128/75	SiO_2	27,82	3,33	2,50	2,33			35,08
	Al_2O_3	0,05	0,13	0,12	0,11			0,41

Таблица 24

Химический состав изученных трепелов, вес. %

Компоненты	6/72	54/72	247/72	
	вал	вал	вал	< 0,001
SiO_2	83,37	84,10	89,23	67,76
TiO_2	0,26	0,17	0,04	0,53
Al_2O_3	4,69	4,65	1,86	11,78
Fe_2O_3	1,73	2,03	0,97	4,40
FeO	0,45	0,14	0,07	0,20
CaO	1,04	1,53	2,31	0,25
MgO	1,31	0,25	Сл.	2,25
MnO	–	Сл.	–	–
Na_2O	0,06	1,11	0,13	0,07
K_2O	0,77	0,70	0,43	1,80
H_2O^+	2,20	2,84	2,21	5,53
H_2O^-	3,53	3,33	2,49	4,55
CO_2	–	–	–	–
C	0,10	–	0,14	0,81
P_2O_5	0,01	0,02	–	0,08
П.п.п.				
Сумма	99,52	99,87	99,88	100,01
SiO_2 ам	$35,75^{VI}$	$32,00^{VI}$	$49,07^{XII}$	$25,6^{VIII}$

не применялись, поскольку при столь жесткой обработке интенсивно растворяются цеолиты и глинистые минералы и мы не получаем сравнимых представлений о содержании SiO_2ам в породах. Последняя характеристика (SiO_2ам), применяющаяся для определения опала и кристобалита в породах и дисперсных фракциях, обычно дается по двум последовательным содовым вытяжкам. Если в обычных случаях это может считаться достаточным, то применительно к кремнистым породам (опоки, трепелы, диатомиты) двухкратные содовые вытяжки удаляют из пород лишь небольшую часть свободного кремнезема, не связанного с кварцем или силикатами.

В табл. 23 приведены результаты многократных содовых вытяжек из трепелов различных месторождений (Фокино, Зикеево, Могилев-Подольский, Палатово). Как видно из табл. 23, даже 12-кратная вытяжка из наиболее чистого трепела (обр. 247/72) удалила лишь около 50% SiO_2, в то время как в этом трепеле реально присутствует около 75% трепельного кремнезема из 89% суммарного (табл. 24, см. состав). Расчет позволяет около 6% SiO_2 в этом образце отнести за счет цеолитов, около 6% – за счет монтмориллонита. Показательно, что в первых содовых вытяжках отсутствует Al. По-видимому, эти вытяжки соответствуют основной массе опала. В последующих вытяжках появляется Al, что может быть связано с выносом примеси из кристобалита и с растворением наименее стойких силикатов (цеолиты, монтмориллониты). Можно отметить, что при одних и тех же режимах растворения из трепелов удаляется несколько меньше SiO_2, чем из кремневидных опок. По-видимому, в этих опоках большая относительная часть аутигенного кремнезема сохраняется в форме опала. Сопоставление приведенных данных позволяет высказать предположение, что леписферы и отдельные фрагменты этих сложно построенных образований могут быть окружены прерывистыми защитными пленками гидратов окиси алюминия и железа, тормозящими процесс растворения опала и кристобалита. При достижении в вытяжках соотношений $SiO_2 : Al_2O_3 = 1 : 10–1 : 15$ процесс останавливался во всех случаях, так как при таких отношениях терялась уверенность в том, удаляется ли SiO_2 опала и кристобалита или в дальнейших порциях вытяжек участвуют и соизмеримые количества кремнезема, удаляемого из нестойких силикатов.

43/73	123/75		128/75	150/75	
вал	вал	< 0,001	вал	вал	< 0,001
92,75	70,04	57,59	76,30	76,27	72,06
0,04	0,68	0,64	0,55	0,59	0,47
1,47	11,91	14,61	9,12	7,08	7,61
0,80	2,82	6,17	3,00	3,51	5,04
0,21	0,36	0,28	0,17	0,30	0,38
1,45	0,79	0,36	1,61	0,86	0,77
–	1,36	2,70	0,62	1,06	1,53
–	0,01	–	0,01	0,01	–
0,08	0,10	0,07	0,12	0,23	0,07
0,38	2,25	2,12	1,96	2,30	1,68
1,58	3,34	5,14	2,95	2,20	4,25
1,28	3,90	6,95	3,62	3,43	5,01
0,14	–	0,18	–	–	0,36
0,15	1,12	2,63	0,01	0,62	0,64
–	0,01	0,07	0,01	0,01	0,07
	1,07			1,05	
100,27	99,76	99,51	100,05	99,54	99,94
$24,16^{VI}$	$30,90^{VIII}$	$22,26^{VIII}$	35,98	$37,6^{VIII}$	$35,16^{X}$

Последнее обстоятельство, на которое следует обратить внимание, – это наличие перегиба на кривых выноса SiO_2 при многократных содовых вытяжках. Как уже было отмечено при описании минеральных парагенезов опок, это может быть связано с наличием двух минеральных форм свободного кремнезема, одновременно присутствующих в трепелах. В данном случае мы не имеем дело с биогенным опалом, не обнаруживаемом при оптическом или электронно-микроскопическом изучении соответствующих образцов. По-видимому, растворение опала, содержащегося в леписферах, обусловливает резкую интенсификацию выноса SiO_2 в первых 4–6 вытяжках. Незначительное возрастание количеств SiO_2 в 6–8 вытяжках сопровождается одновременным заметным увеличением количества Al_2O_3, что может быть связано как с удалением изоморфной примеси низкотемпературного кристобалита, так и с разложением цеолитов и монтмориллонита.

Минералы–примеси в трепелах

Вторым немаловажным минеральным компонентом трепелов являются цеолиты группы гейландита. Как видно на фотографии табл. XI, *1*, цеолитовые кристаллы располагаются в трепелах между леписферами, не искажая их облика, т.е. в породе сохраняются идиоморфные очертания как леписфер, так и цеолитов. Подобные соотношения могут быть интерпретированы двояко: с одной стороны, они могут свидетельствовать о седиментационной природе кристаллов цеолитов, с другой, подобные соотношения могут быть связаны с позднейшим ростом цеолитовых кристаллов в пустотах трепела. Нам представляется более правильной вторая интерпретация, поскольку, в противном случае, трепелы следует рассматривать как обломочную (перемытую) породу, что маловероятно.

Выделенные мономинеральные фракции цеолитов были изучены оптическим, рентгеновским и термическим методами. Показатель преломления цеолита трепела из Могилев-Подольска составляет 1,480 и 0,002. Рентгеновская характеристика его приведена в табл. 25, а химическая – в табл. 26. Отношение молекулярных количеств $(Na_2O + K_2O)/CaO$ в обр. 247 составляет 3,61, а в обр. 19–1,81; отношение SiO_2/Al_2O_3 равно соответственно 9,5 и 11,4. Таким образом, в обоих случаях цеолиты представлены высококремнистыми существенно щелочными разностями. Прокаливание цеолитов (в том числе и длительное прокаливание) не приводит к разрушению

Таблица 25

Рентгеновская характеристика цеолитов из трепелов

Номер образца	Природный				Прокален при 400°С 2ч	
	d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*
247/72	8,9	25	3,95	100	8,8	35
	7,9	10	3,42	8	7,8	30
	5,2	5	3,16	10	5,2	10
	5,06	7	2,96	15	5,06	15
			2,78	5		
19/72	8,8	33	3,54	5	8,8	31
	7,9	12	3,41	16	7,8	20
	6,8	8	3,34	17	6,7	18
	5,25	11	3,167	14	5,21	13
	5,17	10	3,100	10	5,09	13
	4,62	12	2,980	27	4,65	12
	3,95	100	2,796	17	3,95	100

Рис. 50. Дифрактограммы различных размерных фракций трепела (обр. 247/72)
а – природный; *б* – насыщен глицерином; *в* – прокаленный при 550° С

их структуры. Сравнение приведенных данных позволяет сделать заключение о том, что изученные цеолиты из трепелов представлены клиноптилолитом.

В исчезающе малых количествах в приднестровских трепелах присутствуют глауконит и пирит. Эти минералы выполняют полости в спикулах губок, которые, в свою очередь, являются лишь примесным компонентом трепелов. В зикеевском трепеле некоторое количество глауконита можно отметить вне связи со спикулами губок.

Монтмориллонит в трепелах концентрируется практически полностью во фракции меньше 1 мкм. В приднестровских трепелах он содержится в весьма малых количествах (не более 3% – см. табл. 5), но и в зикеевских, и в фокинских трепелах количество монтмориллонита достаточно высоко и достигает 24%.

На фотографии табл. XI, *2* видно облекание трепельных леписфер пленками монтмориллонита, как бы цементирующего шаровидные частицы. Взаимоотношение

Прокален при 400° С					
2 ч		15 ч			
d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*
3,95	100	8,8	14	3,95	100
3,35	15	7,6	14	3,39	4
3,16	10	7,4	13	3,16	2
2,95	25	5,8	14	2,97	9
2,77	15	5,1	2	2,78	6
3,53	5	8,8	33	3,54	5
3,37	20	7,8	20	3,40	28
3,34	39	6,7	18	3,31	25
3,16	14	5,4	10	3,16	12
3,10	5				
2,95	23	4,6	15	2,95	24
2,79	13	3,91	100	2,80	10

Таблица 26

Химический состав цеолитов из трепелов, вес. %

Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO
247/72	65,50	–	11,75	1,59	–	0,33
19/72	67,00	0,46	10,01	2,42	–	0,63

монтмориллонита и леписфер показывает вторичность глинистого материала. Структурный каркас породы создан леписферами, глинистая же часть участвует лишь в облекании их и дополнительной цементации породы.

Структурное совершенство монтмориллонита различно в разных типах месторождений трепелов. В приднестровских трепелах наряду со смектитом присутствует вторая слюдистая фаза, а в самом смектите содержится некоторое количество слюдоподобных слоев (рис. 50).

В химическом составе тонких фракций (см. табл. 24) отмечено резко повышенное количество SiO_2, что связано с присутствием в тонкодисперсной фракции некоторых количеств опала и кристобалита. Наконец, как в составе цеолитов, так и в составе тонкодисперсной фракции (< 1 мкм) отмечается относительно высокое количество Fe_2O_3, не извлекаемое из образцов при их обработке хлорированным спиртом. Сами же образцы имеют светло-серую или белую окраску, что свидетельствует об отсутствии железистого пигмента (1% Fe_2O_3 пигмента резко окрашивает образец). Как и в случае, рассмотренном при описании леписфер, повышенные количества Fe_2O_3 во фракциях цеолитов или в тонких фракциях трепелов либо могут быть связаны с молекулярными пленками на частицах, либо выступать в качестве небольшой изоморфной примеси в монтмориллоните. Небольшие количества Fe_2O_3 могут также изоморфно входить в состав низкотемпературного кристобалита.

Биогенные фрагменты трепелов представлены незначительными количествами спикул, редкими диатомеями, отмеченными лишь в палеогеновых трепелах, и кокколитами. Примесь последних не ограничена, поскольку при рассмотрении карбонатных трепелов из нижних частей трепельных пачек (Днестр, Фокино, Зикеево) имеют место переходы от чистых бескарбонатных трепелов в мергели и кремнисто-карбонатные породы с соизмеримыми количествами $CaCO_3$ (главным образом кокколиты и обломки фораминифер) и SiO_2 (глобулярный опал). Латеральные переходы трепелов в мергели и карбонатно-кремнистые породы, описанные в месторождении Могилев-Подольский, также позволяют обнаружить неограниченную добавку биогенных карбонатных фрагментов в массе трепелов. Важным обстоятельством при этом является то, что контактирование в породах (трепелы, карбонатные трепелы) опалово-кристобалитовых глобулей и биогенных карбонатных частиц не сопровождается замещением последних кремнеземом. В смешанных карбонатно-трепельных породах леписферы и биогенные фрагменты выступают как равноправно сосуществующие петрографические элементы породы, а структура таких пород определяется седиментационным смешением различных частиц без какого-либо преимущественного обособления гнезд или блоков кремневого или карбонатного состава (табл. XI, *3*).

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ КРЕМНЕЙ

Кремни как пластовые так и желваковые, характеризуются максимальными количествами SiO_2 (до 95–98%) в их составе. Главным минералом, слагающим кремни, является кварц (халцедон). Микроскопическое исследование шлифов позволяет устанавливать лишь незначительную примесь обломочного кварца, единичные зерна глауконита, редкие фрагменты карбонатного раковинного детрита, пирит, распыленное органическое вещество, гидроокислы железа.

MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	P_2O_5	Сумма
1,68	0,33	1,47	12,50	4,35	0,04	99,54
0,96	0,21	1,58	10,30	6,40	–	99,27

Минеральные парагенезы пластовых кремней

Пластовые халцедонолиты изучены нами в районе Гринчука (Приднестровье) и образуют крайний член в фациальном профиле кремни–трепел. Изученный нами кремневый пласт в районе Гринчука образован тремя слоями, различающимися цветом и текстурой. Нижний слой (0,5–0,7 м) налегает на трепеловидные спонголитово-песчаные породы и в значительной степени ассимилирует подстилающую пористую массу. Распространение монолитного халцедона внутрь подстилающего пласта происходит по поровому пространству и крайне неравномерно захватывает зону до 20–30 см. Прилежащие к пласту халцедонолита массы подстилающей породы полностью ассимилированы и органически включаются в нижний халцедонолитовый слой. Следы такой ассимиляции проявляются в резком обогащении подошвенной части пласта обломочными зернами кварца, глобулярным глауконитом и глауконитом, выполнявшим полости спикул. Мощность зоны полной ассимиляции 3–5 см. Сами спикулы узнаются лишь по контурам, но полностью замещены халцедоном, с подчинением структур заместившего их халцедона общему структурному плану основной его массы. Зона частичного проникновения халцедона обладает всеми структурными особенностями подстилающего пласта, но нижний контур, ограничивающий область полной ассимиляции, прихотливо изрезан и осложнен многочисленными "выростами", каплями и ветвящимися системами халцедона с раздувами и пережимами. Нижняя часть переходной зоны включает лишь оторванные капли, имеющие неправильную форму тела сплошной ассимиляции внутри уплотненной трепеловидной породы (табл. XII, *1, 2*).

Располагающийся выше контакта первый слой халцедонолитового пласта имеет черный цвет и слабо проявленную оскольчатую текстуру. Рисунок ее обусловлен сочетанием остроугольных блоков интенсивно черного цвета, разобщенных серо-черной массой того же кремня. Микроскопическое исследование не позволяет установить различий в структуре и составе блоков и даже границ между ними.

Над первым слоем кремня расположена цепочка изолированных пустот до 0,8 м по протяженности, заполненных железистой охрой.

Над плоскостью сосредоточения пустот находится второй слой халцедонового кремня, имеющий текстуру брекчии. Остроугольные оскольчатые блоки черного цвета в нем вмонтированы в темно-серую массу того же кремня. Так же, как и в первом слое, здесь не удается установить микроскопических отличий структуры брекчиевидных обломков и вмещающей массы. Этот слой наиболее чист, лишен механических примесей. Его химический состав приведен ниже, %:

SiO_2 – 91,34, TiO_2 – нет, Al_2O_3 – 0,34, Fe_2O_3 – 0,39, FeO – 0,43, MgO – нет, CaO – 3,99, MnO – 0,01, Na_2O – 0,13, K_2O – 0,23, H_2O^+ – нет, H_2O^- – 1,69, P_2O_5 – нет, CO_2 – 1,76, O – 0,12.

Над вторым слоем кремня располагается новая четко стратифицированная система изолированных пустот, выполненных бентонитовой глиной (см. рис. 25).

Третий последний слой кремня имеет также брекчиевидную текстуру, но отличается несколько более светлой окраской. Оскольчатые фрагменты в нем имеют темно-серый цвет, а разобщающая их масса – серый или светло-серый. В массе кремня заметна примесь обломочных зерен кварца и глауконита.

Все три слоя, объединяемые в единый пласт халцедонолита, включают трещинные

полости до 10–15 см (трещины синерезиса), выстланные кварцем. В редких случаях в пустотах обнаруживается барит. В теле пластовых кремней встречены фрагменты окремнелой древесины, также замещенной халцедоном.

Натечные халцедоновые образования, выстилающие поры и полости пустот, имеют форму сфер или фрагментов сфер с четким рисунком радиального расположения волокон халцедона. В сечениях таких образований прослеживается эффект отрицательного удлинения халцедоновых волокон, т.е. при сферическом строении натека имеет место ориентировка кварцевых кристалликов по касательной к сфере, но в плоскости, касательной к сфере, ориентировки главных осей кварца распределены статистически.

Наиболее сложна ориентировка субмикроскопических кварцевых кристалликов в крупных монолитах халцедона. Как в случаях халцедоновых натеков или биоморфных образований, во всей массе халцедоновых желваков или халцедонолитов пластового строения отчетливо выражено лучистое строение халцедона. Однако объемы и пространственное положение микроблоков, подчиненных единому рисунку строения, т.е. имеющих один центр схождения волокон, незакономерны. Каждый блок имеет произвольную форму, может быть вытянут (по оси волокон) или, наоборот, растянут в плоскости, перпендикулярной ориентировке волокон. Отдельные пучки волокон могут "вырываться" далеко за пределы некоторого усредненного периметра блока. Наконец, взаимное расположение блоков, их взаимная ориентировка или даже приуроченность типов блокового строения к различным участкам халцедонового тела или участкам пласта оказываются столь незакономерными, что установление простых пространственных связей не представляется возможным. Общие же тенденции сохраняются в крупных халцедоновых телах. Так, поверхности (кровля) пластовых халцедонолитов логически завершаются корочками натечного строения; вся поверхность таких корочек представлена тесно связанной сплошной системой микронатеков радиально лучистого строения. Таким образом, вся поверхность пластового тела оказывается перекрытой пленкой с четкой закономерной ориентировкой волокон халцедона (перпендикулярной плоскости верхнего ограничения пласта). В подошве пластовых халцедонолитов обнаруживается столь большое количество захваченных элементов перекрытых осадков, что сама подошва не имеет четкого определения, а представляет, скорее, некоторую узкую переходную зону. Ориентировка и характер микроблоков в каждой точке подошвенной переходной зоны оказываются подчиненными отнюдь не ориентировке самой плоскости подошвы, а конкретным особенностям каждого отдельного участка и связаны с облеканием наполнителя.

Общими чертами строения обладают и стенки трещинных пустот в халцедоновых образованиях (желваки, пласты). Под системой кварцевых кристаллов, выстилающих полости (жеоды), прослеживается слой халцедона натечного строения, обладающий всеми закономерностями структуры, свойственными таким образованиям.

Рассмотренная группа минералов, объединяющая, помимо кварца (халцедона), монтмориллонит, смешанослойный монтмориллонит-каолинит, гидроокислы железа, обломочные зерна, глауконит, остатки спикул, окремненную древесину, не может быть целиком включена в обособленный минеральный парагенез кремней, поскольку далеко не всегда эти минералы органически связаны с кремнями, а либо захвачены кремневым пластом (подошва), либо образуют дискретные прослои между тремя слоями кремневого пласта.

Таким образом, при рассмотрении тел пластовых кремней можно выделить минеральную ассоциацию (обособленный парагенез), сформированную одновременно с халцедоном и в результате действия единого источника вещества. Этот парагенез представлен, помимо халцедона, незначительными количествами других модификаций свободного кремнезема, а также баритом, гидроокислами железа, частично глауконитом. Наряду с этим в суммарном наборе минералов, в парагенезе с минералами кремней находятся минеральные примеси, захваченные гелем SiO_2 в зонах седиментации. Их сосуществование с кремнями обусловлено причинами более высокого ранга, чем причины формирования собственно кремней.

Минеральные парагенезы желваковых кремней

Желваковые кремни образуют естественное продолжение пластовых кремней в фациальном профиле. В конкретном, наиболее полно изученном латеральном ряду (сеноман Приднестровья) желваковые кремни того же состава, что и пластовые, располагаются цепочками за областью развития пластового тела и включаются в трепелы, мергели и мелоподобные мергели. Во всех случаях независимо от вмещающей породы желваковые кремни окружены оболочкой, представляющей переходную зону от собственно монолитного кремня к вмещающей породе. Толщины переходных зон могут варьировать от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, сохраняя принципиально одно и то же строение. Непосредственно за массой монолитного кремня (халцедон) располагается зона ассимиляции, включающая следы захваченных и халцедонизированных фрагментов карбонатной породы или трепела. Далее доля полностью ассимилированных участков породы сокращается и наблюдаются лишь разорванные в пространстве области полного захвата порового пространства (полной ассимиляции) и области частичного проникновения халцедона, между которыми располагаются участки вмещающих пород, сохранивших высокую пористость. В этих участках получают максимальное развитие натеки и крустификация твердых элементов вмещающей породы лучисто построенными корочками кристобалита (люссатит). Фотография табл. XII, *3* призвана иллюстрировать именно такие участки переходной зоны.

В массе желваковых кремней нередко обнаруживаются захваченные комочки вмещающей породы, контакты же между халцедоном и закатанным комочком породы не отличаются от внешних контактов. Среди захваченных минеральных масс в теле желваковых кремней нередко отмечаются пленочки гидроокислов железа и кристаллики гипса.

Наряду с пустотами или, точнее, фрагментами облекания в теле желваковых кремней также отмечаются трещины синерезиса, выстланные кварцем. В одном случае в кремнях маастрихта, включенных в толщу мела (Гродно), во внутренней полости обнаружен сидерит. Его состав, %: FeO – 47,77, CO_2 – 33,40, CaO – 5,67, P_2O_3 – 2,98, н.о. – 10,10.

Прилегающие к желваковым кремням участки породы практически не изменены (не считая цементации переходной зоны–корки). Лишь изредка удается наблюдать непосредственное примыкание к наружной оболочке кремней незначительных скоплений глауконита, отсутствующего во вмещающей породе. Суммарные массы его ничтожны, и лишь в одном случае (Гродно) удалось собрать около 30 мг чистой фракции глобулярного глауконита.

Рентгеновское исследование этого глауконита показывает, что в составе глобулярных зерен доминируют смешанослойные образования типа глауконит-монтмориллонит с примесью значительных количеств рентгеноаморфного опала (интенсивное гало в области 8–16° θ при отсутствии целочисленной серии базальных рефлексов).

Обогащение макропустот в кремнях и приконтактных участков на их внешних контурах минералами железа (гидроокислы железа, сидерит, глауконит) заставляет рассматривать эти образования как сопутствующие кремням (пластовым и желваковым) и лишь несколько разорванные в пространстве в силу седиментационной и постседиментационной сегрегации. Нам представляется, что гидроокислы железа сопровождают исходное вещество кремней в виде субколлоидных масс (продукты гидролиза). Будучи запечатанными в теле кремней, они сохраняются в виде гидроокислов, но в контакте со средой водоема легко трансформируются в глауконит, а в отдельных участках в диагенезе перерабатываются в сидерит.

Рентгеновское изучение масс халцедона позволяет констатировать на дифрактограммах практически лишь рефлексы кварца. Пониженная в сравнении с кварцем плотность халцедона и наличие незначительных количеств H_2O в химическом составе могут интерпретироваться как свидетельство ультрапор, примеси опала, кристобалита и тридимита. Появление "посторонних" катионов (Al, K, Ca, Fe) может быть связано

либо с присутствием микропримесей, либо с наличием растворенных во включенной воде солей [Folk, Weaver, 1952].

Реальный облик кварцевых кристалликов, тип порового (ультрапорового) пространства, типы поверхностей сопряжения сферолитовых блоков, составляющих массу халцедона, остаются недоступными для изучения оптическими методами исследования.

Применение сканирующего электронного микроскопа позволило наблюдать скульптуру сколов халцедоновых масс, тем не менее в монолитных халцедонах оставалась весьма трудной для интерпретации значительная часть структур поверхностей скола, что связано с широкими вариациями дисперсности кристаллита. Первая задача, которая была поставлена при электронно-микроскопическом исследовании халцедонов, заключалась в идентификации типов рельефа поверхностей сферолитовых агрегатов. Решение этой задачи оказалось возможным лишь при рассмотрении поверхностей халцедоновых сферолитов, контактирующих с пустотами порового пространства. Но в трещинах синерезиса, внутри халцедоновых монолитов поверхности выполнены либо щетками позднейшего кварца, либо (реже) люссатитом. Наиболее благоприятными для такого исследования оказались поровые пространства песчаников с крустификационным халцедоновым цементом. В сколах таких песчаников поверхность халцедоновой крустификационной корочки, обращенная во внутреннюю часть замкнутой поры, оказывается построенной по одному типу (табл. XIII, *1*). Этот же тип поверхностей был встречен и в редких случаях на поверхностях сколов монолитных халцедонов (табл. XIII, *2*), что позволило интерпретировать эти участки как выходы поверхностей сферолитовых блоков.

Рассмотрение снимков (табл. XIII, *1, 2*) показало, что поверхность халцедоновых стяжений представляет сложную скульптурную форму, образованную системой "валиков" и "борозд" и часто напоминающую сложенные стопочкой диски. Образование подобных форм может быть интерпретировано как результат сжатия коллоидной капли при старении геля. При этом борозды на поверхности капли соответствуют следам трещин синерезиса. Сколы самих блоков (построенных по сферолитовому принципу) обнаруживают весьма разнообразную скульптуру поверхности, характеризующуюся чрезвычайно широким спектром размеров кварцевых кристаллитов. Фотография табл. XIV, *1* позволяет видеть, что обнаружение кварцевого кристаллита оказывается возможным при весьма различных увеличениях, хотя микроскопически вся масса во всех(!) участках идентифицируется как халцедон. Столь большое разнообразие размеров субмикроскопических кристалликов кварца, слагающих массу халцедона, позволяет сделать предположение, что и те участки халцедона, в которых "не обнаруживается" рельеф кварцевого поликристаллита, построены по идентичному принципу, а возможности обнаружения рельефа поликристаллита лимитируются лишь разрешающей способностью микроскопа, т.е. связаны с ограничениями метода.

Немаловажным признаком микроструктуры халцедона является постоянное присутствие в нем ультрапор, заполненных субмикроскопическими правильными кристалликами кварца (табл. XIV, *2*). Строение обнаруженных полостей представляет как бы микромодель пустот и визуально различимых трещин синерезиса, выстланных кристалликами кварца. Разница заключается лишь в размерах таких пустот и, соответственно, в размерах правильных кристалликов, инкрустирующих внутренние поверхности полостей. В отдельных случаях микропустоты в халцедоне оказываются выполненными не друзами кварца, а натечными образованиями люссатита. Просмотр многочисленных образцов позволил установить лишь две тенденции: первая сводится к приуроченности люссатита к периферии сплошного халцедонового поля, т.е. к некоторой внешней зоне халцедонового тела, полости внутри которой, как правило, выполняются люссатитом, а не кварцем. Вторая тенденция заключается в том, что люссатит чаще инкрустирует трещинные полости, в то время как изометричные поры в тех же участках халцедонового поля выполняются кварцем.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ БЕНТОНИТОВ

Бентониты глауконитово-кремнистой формации образуют, как правило, маломощные слои. Незначительная мощность бентонитовых слоев и присутствие их в самых разнообразных вмещающих породах (вплоть до песков) предопределили разнообразие примесей к главному породообразующему минералу бентонитов – монтмориллониту. Рассматривая совокупный состав бентонитов, следует иметь в виду, что чистые их разности, образованные по первичному, не перемещенному пепловому материалу, имеют наибольшую вероятность образоваться и сохраниться при высоком темпе накопления пеплов в зонах относительного мелководья и при низкой степени гидродинамической активности.

Структура и породообразующие глинистые минералы бентонитов

Как при макроскопических, так и при микроскопических исследованиях в бентонитах удается видеть отчетливую тенденцию ленточного распределения минеральных фрагментов. Эта особенность текстуры подчеркивается ритмичным чередованием тончайших прослоев органического вещества и параллельным расположением песчаных примазок, часто толщиной в 2–3 зерна. Наконец, и тип первичного материала, послужившего источником для последующей переработки в монтмориллонит, также обнаруживает тенденцию к четко ритмичному чередованию сравнительно более грубых и более тонких частиц, участвовавших в седиментации (табл. XV, *1*). Присутствие в бентонитах крупных реликтов вулканического стекла песчано-алевритовой размерности и ритмичное сгущение их по плоскостям слоистости (табл. XV, *2*) позволяют сделать вывод о градационной природе возникновения ленточных текстур бентонитов. Однако механическое измельчение бентонитов в лабораторных условиях полностью разрушает крупные (песчано-алевролитовые) реликтовые фрагменты (стекол, замещенных монтмориллонитом), заметные при микроскопическом наблюдении, и переводит породообразующий минерал (монтмориллонит) во фракции пелитовой размерности. Более того, абсолютно подавляющая часть алевритовой фракции и значительная часть песчаной фракции бентонитов оказываются сложенными не обломочными зернами, а агрегатами, не разрушенными при лабораторной диспергации и не перешедшими в более тонкие гранулометрические классы.

Наличие постседиментационного агрегирования приводит к тому, что группа пород, выделяемая под общим названием "кремнистые глины", диспергируется в лабораторных условиях настолько слабо, что гранулометрический спектр этих пород может соответствовать спектру алевролитов, песков или даже гравелитов. Таким образом, общая схема механического анализа бентонитов и в особенности кремнистых глин призвана лишь разделить диспергируемую и недиспергируемую части пород, а сам лабораторно получаемый механический состав ни в какой мере не отражает гранулометрии осадков (!). Химическая диспергация в данном случае также не применима, поскольку первично крупные частицы стекла в породах превращены в монтмориллонит, а разновеликие блоки пород сцементированы в агрегаты постседиментационным опалом и кристобалитом.

Главная масса дисперсного вещества бентонитов представлена монтмориллонитом либо монтмориллонитом с незначительной добавкой слюдоподобных слоев, что проявляется на дифрактограммах, насыщенных глицерином образцов в появлении пиков 17,7 и 9,2Å. Наряду с этим в химическом составе фракций меньше 1 мкм обнаруживается высокое количество Fe_2O_3 (табл. 27). Гидроокислы железа не играют роли пигмента, поскольку цвет фракций < 1мкм и самих бентонитов обычно серый. Степень структурного совершенства монтмориллонита в разных бентонитах различна. Однако разделение бентонитов на типы, приуроченные к различным породам (мел, пески, ритмиты), не позволяет связать однородность и совершенство монтморил-

Таблица 27

Химический состав фракций < 0,001 из бентонитов, вес. %

Компоненты	Бентониты песчано-алевритовых толщ			Прослои бентонита в мелу *		
	69/70	88/70	336/70	8/70	54/70	67/70
SiO_2	51,72	52,06	51,27	54,10	48,83	51,90
TiO_2	0,68	0,64	0,98	0,28	0,63	0,68
Al_2O_3	16,62	17,71	18,95	14,58	14,67	16,63
Fe_2O_3	8,78	8,86	7,63	3,60	8,90	8,84
FeO	0,22	0,28	0,17	0,21	0,40	0,14
CaO	1,23	0,81	1,22	4,11	2,31	1,84
MgO	3,07	2,26	1,65	4,60	2,97	3,14
MnO	3,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01
Na_2O	0,29	0,29	0,17	0,54	0,14	0,25
K_2O	2,77	2,25	1,27	0,42	2,24	2,80
H_2O^+	7,18	7,96	7,00	7,60	7,67	6,18
H_2O^-	7,00	7,05	9,34	9,71	9,83	7,16
CO_2	0,14	0,12	–	–	–	–
C	0,14	0,07	0,11	–	0,15	–
P_2O_5	0,07	0,07	0,04	0,27	0,58	0,05
Сумма	99,92	100,14	99,84	100,04	99,53	99,62
SiO_2 ам	3,42	6,46	5,19	5,04	7,50	2,88
SiO_2 кв	0,34	0,22	0,92	0,05	1,20	0,85

* Породы предварительно обработаны 10%-ной уксусной кислотой.

лонитов с теми или иными породными ассоциациями. Мономинеральные и хорошо окристаллизованные монтмориллонитовые бентониты встречены как среди песчаных пачек, так и внутри ритмитов и в писчем мелу. Это же относится и к загрязненным поликомпонентным бентонитам. Можно отметить лишь одну тенденцию увеличения степени структурного совершенства монтмориллонита с уменьшением количества минеральных примесей в бентонитах.

В загрязненных (поликомпонентных) бентонитах на дифрактограммах не отмечается целочисленной серии базальных рефлексов, пики широкие, что указывает на смешанослойный характер структуры или на низкое структурное совершенство монтмориллонита (рис. 51).

Наряду с монтмориллонитом в поликомпонентных бентонитах присутствует некоторое количество гидрослюды, иногда каолинит. Примесь каолинита может быть связана как с первичной примесью терригенного дисперсного материала, так и с вторичными процессами. Так, в обр. 69/70 (хут. Сергеевский) и 89/70 (Мамон) пласты бентонитов залегают в кровле разрезов и перекрываются современными почвами. В обоих пластах не исключено наложение почвенного процесса. Обр. 336/70 взят из середины разреза диатомитовой пачки (Кундузды). Слой бентонита имеет несколько сантиметров мощности и не исключено седиментационное обогащение исходного материала терригенным каолинитом. Загрязняющий кристобалит наиболее показателен для бентонитовых прослоев из ритмитов (табл. 28, рис. 52). Но в ритмитах присутствуют и достаточно мономинеральные монтмориллониты (обр. 12/72). Весьма существенным фактором, влияющим на структурное совершенство монтмориллонита в бентонитах, оказывается и дисперсность первичного материала. Так, песчаный бентонит со структурой витрокластического туффита (обр. 124/70), встреченный в основании разреза палеогена на среднем Дону и содержащий небольшую примесь кристаллообломков калиевых полевых шпатов, содержит монтмориллонит крайне низкой степени структурного

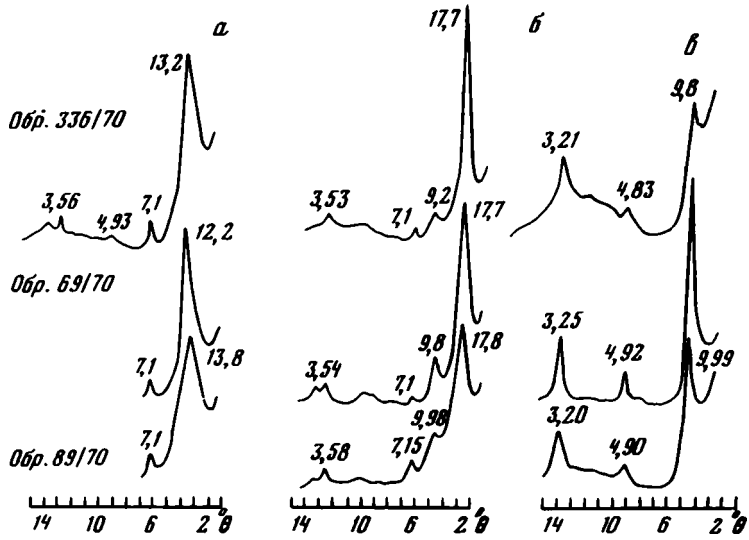


Рис. 51. Дифрактограммы фракций < 1 мкм из бентонитов
а – природный; *б* – насыщенный глицерином; *в* – прокаленный при 550° С

совершенства (рис. 53). Помимо четкого гало, на дифрактограмме этого образца лишь намечается пик первого базального рефлекса монтмориллонита. Во фракциях 1–5 мкм присутствуют заметные количества цеолита. Микроскопическое изучение образца позволяет установить, что обломки витрокластического материала замещены агрегатами монтмориллонита, но лабораторная диспергация не разрушает этих агрегатов.

Именно вследствие сохранения агрегированного состояния новообразованного монтмориллонита и реликтов стекол рефлексы монтмориллонита на дифрактограммах проявляются и во фракциях 1–5 мкм. Обращают на себя внимание сравнительно низкие интенсивности пиков кварца во фракциях 2–3 и 3–5 мкм, хотя именно кварц составляет главную часть примеси обломочного материала песчаной размерности (72%). Подобные соотношения связаны с тем, что пласт пеплового туфа включает гнезда песков и обладает пуддинговой текстурой. Участие песчаного материала в валовом составе породы целиком связано с захватом песка в зоне выпадения пепла, собственно пепловый материал на 90–95% состоял из витрокластических обломков. Первичные пепловые туфы алевритовой размерности, образующие пласты песчаных бентонитов с пуддинговой текстурой (обр. 174/70, 356/70), значительно более полно трансформированы в монтмориллонитовый бентонит. И хотя на дифрактограммах этих пород также не наблюдается четких целочисленных серий, первый базальный рефлекс монтмориллонита проявлен весьма резко. Механический состав диспергированных бентонитов и фрагментарный состав размерных фракций показаны в табл. 29.

Специфический состав имеют бентониты, выполняющие пустоты в пластовых кремнях. Рентгеновское изучение фракции < 1 мкм глинистого вещества, содержащегося в верхних частях замкнутых камер (обр. 219/72), показало поликомпонентный состав глинистых минералов. На рис. 54 представлены экспериментальные дифрактограммы, полученные от ориентированных препаратов в естественном, насыщенном глицерином и прокаленном при 400 и 550°С состояниях. Анализ дифракционных кривых показывает, что исследуемый глинистый материал представляет собой механическую смесь двух фаз, одной из которых является диоктаэдрический монтмориллонит, фиксируемый по отражениям с $d_{(001)}$, равным 13,6Å для естественного, 17,7Å для насыщенного глицерином, 9,94, 3,33Å для прокаленного при 400°С и 9,98Å, 3,23Å для прокаленного при 550°С состояний, и значению $d_{(060)}$ = 1,490Å. Другая фаза, также дио-

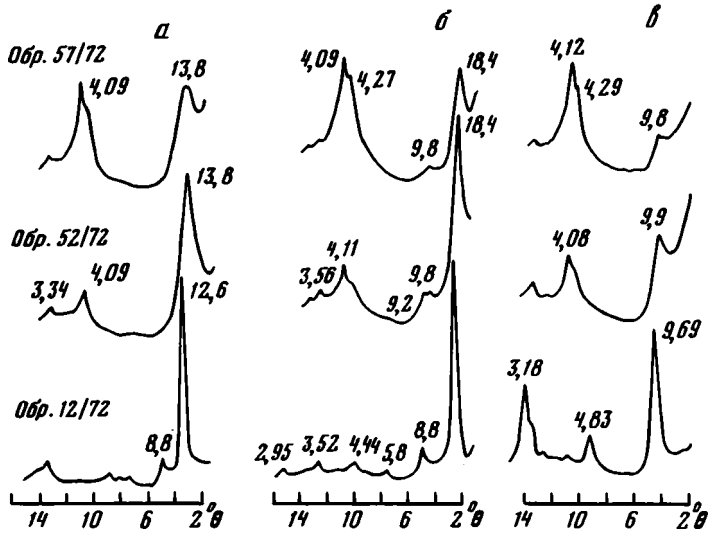


Рис. 52. Дифрактограммы фракций < 1 мкм из бентонитов ритмитовых пачек

Обр. 12/72 — Фокино, Брянская область; обр. 52/72 и 57/72 — Зикеево, Калужская область, турон — коньяк. *а* — природный; *б* — насыщенный глицерином; *в* — прокаленный при 550° С

ктаэдрическая, характеризуется следующими значениями межплоскостных расстояний базальных отражений, наблюдаемых на экспериментальных дифракционных кривых.

На дифрактограмме для естественного состояния образца регистрируются отражения с $d_{(001)}$ = 7,17 и 3,56Å. После насыщения препарата глицерином значение *d* первого базального отражения смещается к 7,3Å, в то время как *d* второго базального отражения практически не меняется. Прокаливание образца при 400°С приводит к тому,

Таблица 28

Химический состав бентонитов из ритмитовых пачек, вес. %

Компоненты	12/72		46/72	52/72	55/72
	< 0,001	вал	вал	вал	вал
SiO_2	57,16	69,73	72,28	70,70	72,06
TiO_2	0,69	0,64	0,47	0,51	0,47
Al_2O_3	12,64	12,21	9,52	9,88	10,06
Fe_2O_3	7,03	2,32	4,13	5,36	3,63
FeO	0,33	0,41	0,29	0,33	0,50
CaO	2,32	2,08	1,56	2,44	2,18
MgO	2,52	1,77	1,50	0,46	0,55
MnO	–	0,01	–	0,01	0,01
Na_2O	0,07	0,06	0,11	0,11	0,11
K_2O	1,74	1,63	1,16	1,26	1,16
H_2O^+	6,15	3,80	3,46	3,42	3,49
H_2O^-	7,76	4,93	4,77	5,57	5,22
CO_2	0,10	–	–	–	–
C	0,81	0,24	0,10	0,11	0,11
P_2O_5	0,20	0,09	0,05	0,01	0,02
Сумма	99,52	99,92	99,69	100,17	99,57
SiO_2 ам	$7,12^{IV}$	$21,41^{VI}$	$28,03^{VI}$	$21,46^{VI}$	$23,43^{IV}$

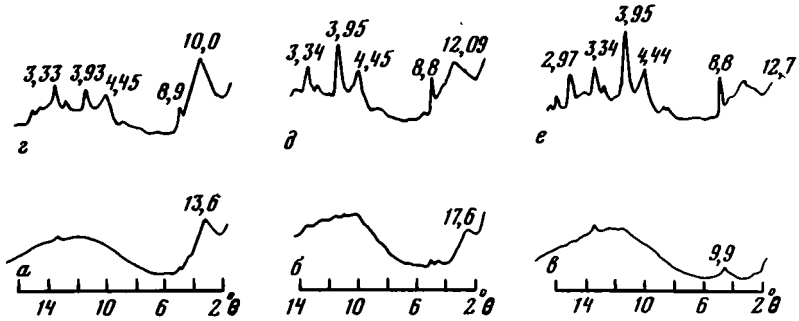


Рис. 53. Дифрактограммы различных размерных фракций из туффита (обр. 124/70), эоцен, станица Базковская

а–в – < 1 мкм: *а* – природный, *б* – насыщенный глицерином, *в* – прокаленный при 550° С; *г* – 1–2 мкм; *д* – 2–5 мкм; *е* – 5–8 мкм

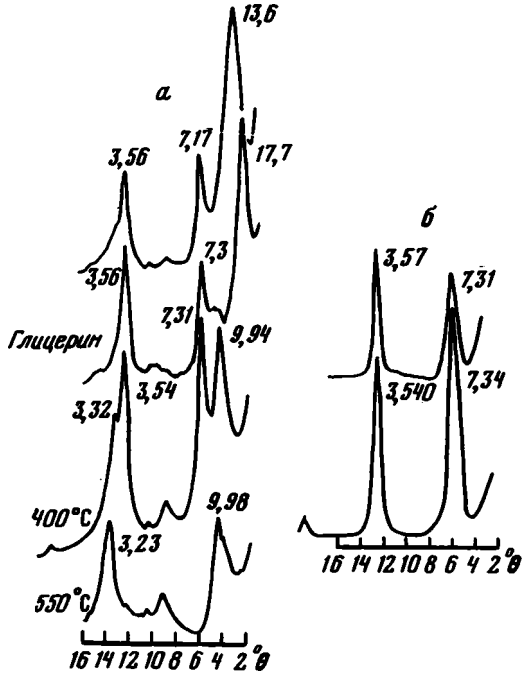


Рис. 54. Дифрактограммы фракций < 1 мкм из бентонита из замкнутой камеры в пластовом кремне (Гринчук)

а – экспериментальные; *б* – рассчитанные

что отражение с $d = 3{,}56$Å, регистрируемое для насыщенного глицерином состояния, смещается в сторону больших углов θ и принимает значение 3,54Å. При этом отражение с $d = 7{,}3$Å практически не меняется по отношению к соответствующему отражению для насыщенного состояния. При 550° С на экспериментальной дифрактограмме наблюдаются только отражения, характерные для обезвоженного состояния монтмориллонита.

Таким образом, нецелочисленная серия рассматриваемых базальных отражений и изменение значений их межплоскостных расстояний при различных обработках образца свидетельствуют о том, что исследуемый минерал представляет собой смешанослойное образование, в структуре которого имеются разбухающие межслоевые промежутки.

Таблица 29

Состав обломочных зерен во фракции > 0,05 в бентонитах и вмещающих породах, %

Компоненты	Подошва	Бентонит	Кровля	Подошва
	122/70	124/70	127/70	355/70
Кварц	83	72	92	99
Полевые шпаты	6	9	5	–
Обломки пород	5	19	3	1

Таблица 30

Химический состав фракции < 0,001 мм, вес. %

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO
49,50	0,50	24,73	5,90	0,13	1,12

Таблица 30 (окончание)

MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	Сумма
1,43	0,08	1,05	7,99	7,07	99,50

Для индентификации этого минерала был применен метод расчета дифракционных картин от моделей смешанослойных структур каолинит–монтмориллонит, описанный в работе Б.А. Сахарова и В.А. Дрица [Sakharov, Drits, 1973]. Расчет проводился для двух состояний смешанослойной структуры, насыщенной глицерином и обезвоженной (400° С). Принималось, что в насыщенном глицерином состоянии в структре чередуются 7,15 и 17,78 Å слои, а в обезвоженном – 7,15 и 9,6Å слои. Наилучшее соответствие рассчитанных и экспериментальных дифрактограмм в обоих случаях по значениям как межплоскостных расстояний базальных отражений, так и их интенсивности было получено для модели смешанослойной структуры с соотношением каолинитовых и монтмориллонитовых слоев, равным 0,9 : 0,1, при условии, что монтмориллонитовые слои никогда вместе не встречаются. Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что в исследуемом смешанослойном минерале действительно чередуются каолинитовые и монтмориллонитовые слои, причем последние встречаются в структуре в виде единичных слоев.

В химическом составе фракции < 0,001, выделенной из бентонитоподобной глины обр. 219 (табл. 30), содержится повышенное количество Al, что подтверждает вывод об участии смешанослойной компоненты, включающей каолинитовые слои.

Исходя из определенной модели смешанослойного минерала и соотношения каолинит : монтмориллонит = 0,9 : 0,1 был произведен расчет химического состава фракции. Он показал, что на долю собственно монтмориллонитовой фазы приходится до 70% вещества фракции, а на долю каолинит-монтмориллонитового смешанослойного минерала – до 27%. При этом показательно, что, несмотря на высокое содержание собственно монтмориллонита, доля участия разбухающих слоев в смешанослойном минерале невысока. Описанные в литературе разновидности этого минерала также содержат 10–25% разбухающих слоев. Обратных соотношений не встречено. По-видимому, структура описываемого смешанослойного минерала устойчива лишь при существенном доминировании каолинитовых слоев.

Бентонит	Кровля	Подошва	Бентонит	Кровля
356/70	357/70	172/70	174/70	175/70
84	98	97	93	95
12	–	2	5	3
4	2	1	2	2

Примеси в бентонитах

Как уже было отмечено, бентониты глауконитово-кремнистой формации образуют пласты сравнительно небольшой мощности, измеряемой сантиметрами или десятками сантиметров. Более мощные пласты редки. Малые мощности бентонитов предопределяют уже первичную (седиментационную) загрязненность пеплового осадка материалом как подстилающих, так и перекрывающих осадков. Поэтому в бентонитах следует выделить две главные группы минерального вещества, сосуществующие с монтмориллонитом: минеральные фрагменты, захваченные из подстилающих слоев или внедрившиеся в протобентонитовый ил после его осаждения, и аутигенные минералы, сформированные из того же исходного материала, что и главный породообразующий минерал – монтмориллонит.

Первая группа минеральных компонентов, включенных в бентониты, сосредоточена в тех размерных фракциях бентонитов, которые образуют вмещающие бентониты породы. Так, среди песчаных пород бентониты весьма часто обладают пуддинговой структурой, но включенный в бентониты песчаный материал несколько отличается по составу от перекрывающих и подстилающих песков. Как и в случае песчаного наполнения опок, в песчаных бентонитах отмечается повышенное количество полевых шпатов и обломков пород по сравнению с вмещающими песчаными породами. Соотношения обломочных минералов приведены в табл. 29.

Повышение количеств полевых шпатов в составе туфов (бентонитов), что особенно контрастно видно в обр. 356/70, позволяет считать значительную часть кристаллообломков первичным компонентом туфов. Это относится не только к самим полевым шпатам, но и к кварцу. Значительная часть зерен кварца в песчано-алевритовых фракциях бентонитов имеет остроугольные формы.

Бентонитовый прослой, описанный внутри пачки диатомитов (обр. 336/70), содержит панцири диатомей и спикулы губок, но полное определение тонкодисперсной примеси, в особенности примеси глинистых минералов, оказывается возможным лишь с помощью комплекса методов и в первую очередь с помощью рентгеновской дифракции.

Образцы, содержащие каолинит (см. рис. 51), включают повышенные количества Al_2O_3 (см. табл. 27). Несколько неоднозначна интерпретация аморфного кремнезема, присутствующего в переменных количествах во всех бентонитах. Если положение обр. 336/70 внутри диатомовой пачки и присутствие биогенных остатков в крупных фракциях позволяют относить SiO_2ам и во фракции $< 0{,}001$ мм за счет измельченных остатков кремневых организмов, то в других типах бентонитов следует допустить присутствие в их составе свободного опала. Во всяком случае 5–7% SiO_2ам в форме кристобалита были бы обнаружены дифракционным методом, но на дифрактограммах отмечается лишь галло в области 8–16° θ, а пики кристобалита отсутствуют.

Бентонитовые прослои из ритмитовых пачек, ассоциирующие с опоками и трепелами, содержат максимальное количество свободного кремнезема (см. табл. 28). Одновременно на дифрактограммах этих бентонитов отчетливо проявляется пик в области 4,10Å. В более крупных фракциях этих бентонитов кристобалит становится доминирую-

щим минеральным компонентом. В этих фракциях микроскопически обнаруживаются леписферы. Таким образом, участие свободного кремнезема в сложении бентонитов имеет двоякую природу. С одной стороны, это опал, формирующийся по тем же первичным минеральным фрагментам, что и монтмориллонит, и составляющий главную часть свободного кремнезема бентонитов формации, и, с другой стороны, это глобулярные формы кремнезема (леписферы), присутствующие в бентонитах, ассоциирующих с трепелами. Выделение свободного кремнезема при формировании монтмориллонита представляет обычный процесс, широко распространенный в месторождениях бентонитовых глин. Во многих известных и хорошо изученных месторождениях (Асканское, Гумбри, Огланлы) свободный кремнезем присутствует в бентонитах как в форме опала, так и в форме кристобалита. Отсутствие ощутимых количеств кристобалита в большинстве изученных слоев бентонитов из глауконитово-кремнистой формации может быть связано с минимальной степенью эпигенетической измененности пород.

Бентониты с кристобалитом из пачек ритмитов (Фокино, Зикеево) имеют верхнемеловой возраст, в то время как главная часть описанных бентонитов принадлежит палеогеновой формации. Наряду с этим кристобалитовые леписферы, отмеченные в прослоях бентонитов, могут быть заимствованы из вмещающих трепелов и при седиментации. Процесс захвата глобулярного кремнезема тем более вероятен, что в наиболее чистом практически мономинеральном монтмориллоните обр. 12/76 (см. рис. 52) во фракции $< 0{,}001$ мм не отмечается примеси кристобалита, в то время как в более крупных фракциях пик кристобалита присутствует, а микроскопическое исследование крупных фракций позволяет обнаружить частицы глобулярного кремнезема. Присутствие леписфер в бентонитах заставляет еще раз обратить внимание на правомерность седиментационного происхождения глобулярных частиц кремнезема. Мельчайшие капли кремневого геля должны были сформироваться еще до попадания в осадок. Изучение бентонитов с леписферами в сканирующем электронном микроскопе (табл. XI, *2*) показывает, что облик леписфер, даже перекрытых пленками монтмориллонита, в достаточной мере полно выражен и свидетельствует о первичности глобулярных форм свободного кремнезема.

Главнейшими примесными компонентами бентонитовых прослоев из писчего мела являются карбонатные фрагменты вмещающих осадков. Соотношение карбонатного материала и монтмориллонита может быть различным, но отнесение пород к классу бентонитов производится по стандартному методу количественного соотношения фаз. Монтмориллонит является доминирующим минералом в нерастворимом остатке писчего мела, однако обычная примесь нерастворимого остатка в писчем мелу составляет 2–5%. Учитывая темп биогенного осадконакопления, отличающийся на несколько порядков от темпа накопления бентонитов (пеплового материала), следует признать, что фоновая примесь минеральных частиц, содержащихся в мелу, должна отражать темп поступления и состав терригенного материала в сотни раз более четко, чем это можно наблюдать в бентонитовых прослоях. Поэтому нерастворимый остаток мела обычно содержит каолинит и гидрослюды в количествах, уверенно обнаруживаемых дифракционными методами. В прослоях бентонита подавление фоновой терригенной примеси столь значительно, что она не обнаруживается.

Цеолиты обычно присутствуют в бентонитовых прослоях из меловых толщ, однако структура бентонитов, малые размеры пор предопределяют концентрацию цеолитов в самых тонких фракциях. Обнаружение их оказывается возможным лишь по появлении на дифрактограммах фракции $< 0{,}001$ мм пика 8,8–8,9Å (020).

Таким образом, в обособленный минеральный парагенез бентонитов, помимо монтмориллонита, можно включить цеолиты, дисперсный (не глобулярный) кристобалит, опал, некоторое количество полевых шпатов, реликты стекол. Минералы, захваченные при седиментации, и биогенные фрагменты могут присутствовать в бентонитах в самых различных количествах, а в ряде случаев разбавляющая примесь может и доминировать в породе. В последнем случае речь идет уже не о бентонитах, а о смешанных породах или о породах, загрязненных монтмориллонитом.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ БИОГЕННЫХ СИЛИЦИТОВ

Главным породообразующим компонентом биогенных силицитов является биогенный опал, т.е. опал, участвующий в строении панцирей диатомей, раковинок радиолярий и спикул губок. В подавляющем большинстве биогенных пород рассматриваемой формации биоморфная структура практически не нарушена. В сложении пород участвуют либо целые фрагменты (панцири, раковины), либо их обломки, не трансформированные постседиментационными процессами (табл. XVI, *1*). В наибольшей степени затронуты изменениями спикулы губок. Даже в палеогеновых разрезах спикулы частично дегидратированы и образуют сложно построенные агрегаты не полностью развитых леписфер, однако и в этих случаях биоморфный характер структурообразующих элементов пород выступает достаточно отчетливо (табл. VII, *1*). В отложениях верхнего мела спикулы в значительном числе случаев замещены халцедоном, хотя и сохраняют первичную форму и также позволяют распознать биоморфную структуру пород.

Среди палеогеновых диатомитов присутствуют разности биогенных пород, сильно измененных в результате вторичного окремнения. В таких вторично окремненных диатомитах, помимо органогенного опала, присутствуют переменные количества пленочного опала, скрепляющего биогенные фрагменты и глобулярные частицы – леписферы, заполняющие поровые промежутки пород (табл. XVI, *2*). Таким образом, вторичные процессы, выражающиеся в раскристаллизации биогенного опала, расширяют списочный состав минералов свободного кремнезема, принимающих участие в образовании биогенных силицитов.

Структура биогенных пород определяется не только участием главных породообразующих компонентов. Весьма существенную роль в структурообразовании играет и кластогенная минеральная примесь. Так, среди спикуловых пород присутствует переменное и весьма высокое количество обломочных минералов, соизмеримых по размерам с биогенными компонентами пород. В диатомитах постоянно отмечается примесь более тонкодисперсного материала алевритово-глинистой размерности, чем определяется и состав этой примеси. Главенствующими минералами примеси в диатомитах являются глинистые минералы, хотя доля обломочного кварца также еще высока.

Биогенный опал

Опал, слагающий биогенные постройки в их прижизненном состоянии, не обнаруживает кристаллической структуры. Лишь после отмирания организмов с кремневой функцией, разложения органического вещества, участия в процессах седиментации и более или менее длительного пребывания в осадочном слое биогенное опаловое вещество обезвоживается, трансформируется и заменяется комплексом минералов кремнезема, обладающих более высокой степенью структурного совершенства. По расчетам Ш. Мизутани [Mizutani, 1970], время преобразования биогенного опала в так называемый опал-СТ, т.е. время обезвоживания опала и замены полностью структурно неупорядоченного водного кремнезема поликристаллическим агрегатом низкотемпературного кристобалита (и тридимита), исчисляется миллионами лет. Эти расчеты подкрепляются данными о появлении различных кристаллических модификаций SiO_2 в составе биогенных кремнистых пород (не претерпевших температурных и динамических воздействий), начиная с миоцена. Однако и в более древних толщах (эоцен, палеоцен) присутствуют породы, сложенные неизмененным (водным) опалом, не обнаруживающим в своем составе кристобалит.

Столь высокая устойчивость биогенного опала и способность его сохраняться в форме рентгеноаморфного вещества в течение длительного геологического времени связаны с рядом факторов. Важнейшим из них является исходный состав биогенного кремнезема. Опал различных органогенных фрагментов достаточно неоднороден. Эта неоднородность проявляется в трех основных аспектах. Во-первых, существенную роль

играет крупность частиц, а следовательно, удельная поверхность опалового детрита, представленного различным материалом (спикулы, радиолярии, диатомовые). Во-вторых, различные организмы используют для постройки панцирей, раковин или скелетов опалы, в различной степени насыщенные водой. В-третьих, биогенные опаловые частицы могут быть покрыты пленками органических соединений, а возможно, такие пленки и расчленяют опаловую массу кремневой постройки, как бы пронизывая ее. Таким образом, внутренние зоны органогенного опала могут быть дополнительно блокированы пленками органических соединений.

Б.М. Мицюк [1972] предполагает возможность образования на поверхности панцирей диатомей в прижизненном состоянии фосфор-органических соединений, возникающих в качестве необычных продуктов жизнедеятельности организмов. Вывод о возможном существовании защитного слоя на поверхности панцирей диатомей содержится в работах Д. Левина [Lewin, 1961], И.И. Плюсниной, М.А. Левитана [1975], С. Калверта [Calvert, 1974], А. Беннекома и С. Гаста [Bennekom, Gast, 1976]. Этот вывод базируется на том, что химический состав панцирей диатомей включает азот и другие летучие компоненты и при обычном химическом анализе не рассчитывается на 100%. Однако в составе кремневых панцирей диатомовых, даже очищенных от органических пленок (методами растворения в органических растворителях и методами мокрого сжигания), отмечается присутствие Al, Ti, Na, K. В связи с этим А. Беннеком и С. Гаст [Bennekom, Gast, 1976] предполагают присутствие на панцирях диатомей глинистых минералов. Слабые рефлексы смектитов обнаружены ими при рентгеновском исследовании современных диатомей, собранных в поверхностном слое воды, т.е. не прошедших седиментации. Вопрос о прижизненном синтезе или сорбционном захвате смектитов диатомовыми водорослями остается дискуссионным.

Вероятность существования внутренних, защитных, пленок, делящих органогенный опал, подтверждается опытами Д. Левина [Lewin, 1961] по растворению в морской воде очищенных от органического вещества панцирей диатомей. Темп растворения со временем замедляется, но повторные обработки частично растворенного кремнистого материала органическими растворителями или истирание его приводят к новому возрастанию темпа растворения опала в воде.

По-видимому, наличие защитных пленок органической и сорбционной природы определяет относительно меньшую растворимость диатомового опала в воде, чем опала радиолярий и спикул губок. Такое предположение тем более вероятно, что активная поверхность панцирей диатомей значительно превосходит активную поверхность радиолярий, а тем более спикул, но время приведения к равновесию системы вода – кремневые органогенные частицы для панцирей диатомей больше, чем для спикул губок или раковин радиолярий. И.И. Плюснина и М.А. Левитан [1975] отмечают, что скорость растворения опала спикул губок максимальна, а диатомового опала – минимальна. Наибольшая реакционная способность спонгиевого опала связана с максимальным содержанием воды в опале спикул. По определениям И.И. Плюсниной и М.А. Левитана, опал спикул содержит около 10% H_2O. Спонгиевый опал из района Экибастуза (палеоген) содержит около 20% H_2O [Муравьев, 1975].

Рентгеновские исследования биогенного опала показали, что как современный материал [Calvert, 1974], так и палеогеновые панцири диатомей сложены собственно опалом (рис. 55). Примеси кристобалита в органогенном опале не отмечаются, а рефлекс кварца (3,34 Å) связан, скорее всего, с механической примесью, обнаруживаемой при микроскопическом исследовании фракций, хотя имеются указания на наличие кварца внутри опаловых панцирей диатомей [Gregg et al., 1977]. Рентгенограммы фракций диатомитов, содержащих почти исключительно биогенные опаловые фрагменты (1–2 и 2–5 мкм), обнаруживают лишь широкое галло в области 8–16° θ с максимумом в области 4Å. Подобный характер рентгенограмм свидетельствует о наличии лишь ближнего порядка в распределении кремнекислородных тетраэдров в структуре опала и об отсутствии координированной связи между ними. Таким образом, водный опал находится в стеклообразном состоянии, оказывающимся достаточно стабильным

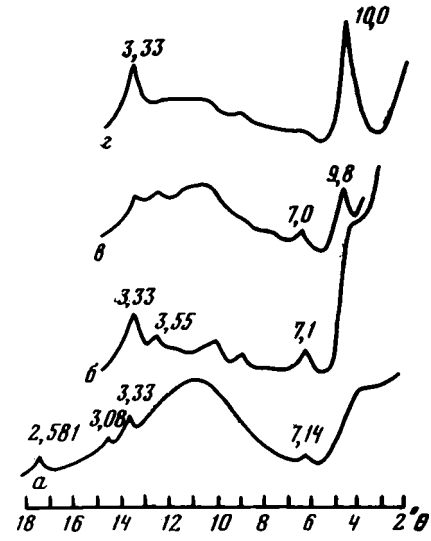


Рис. 55. Дифрактограммы фракций 2–5 мкм (*а*) и < 1 мкм (*б–г*) из диатомита (обр. 4а/75), палеоцен, Сенгилей: *б* – природный; *в* – насыщенный глицерином; *г* – прокаленный при 550° С

или, во всяком случае, способным сохраняться в геологическое время. В нашем распоряжении имеются образцы диатомитов, сложенных неизмененным опалом миоценового возраста (Северный Донбасс, Молдавия), позднеэоценового возраста (Примугоджарье, Днепрово-Донецкая впадина), раннепалеоценового возраста (Ульяновская, Куйбышевская, Пензенская области).

Полностью неизмененный спикуловый опал отмечен лишь в раннемиоценовых отложениях Северного Донбасса. Имеющиеся в нашем распоряжении более древние породы всегда содержат наряду с неизмененными спикулами некоторое количество измененных спикул, представленных сложным агрегатом опала и кристобалита, а в отложениях мела встречены также халцедонизированные спикулы. Таким образом, спонгиевый опал является не только более растворимым в воде, но и способным к более быстрой раскристаллизации. Присутствие в опале спикул более высоких количеств H_2O представляется важнейшей причиной относительно меньшей устойчивости спонгиевого опала.

По мнению Б.М. Мицюка [1972], вода, присутствующая в опале, может образовывать нестойкие комплексные соединения типа $\equiv Si - O - \underset{|}{\overset{}{Si}} \equiv$ (OH), способствующие распаду кремнекислородных цепей и обособлению силанольных групп $\equiv Si - OH$. Этот процесс многократно интенсифицируется при увеличении концентрации OH^- в контактирующих растворах (щелочные среды). Весьма важной является вероятность участия воды в опалах не в молекулярной, а в гидратной форме. Это может лишь повысить основность опала и увеличивает возможность сорбционного захвата катионов частицами опала.

Извлечение опала из диатомитов содовыми вытяжками производится не сразу, но практически полностью. Расчетные количества биогенного опала, определенные петрографически и путем пересчета валовых химических анализов и количества SiO_2, удаленного в 10–12-кратных содовых вытяжках, совпадают. Так, в диатомитах, загрязненных примесью глинисто-алевролитового материала (табл. 31, обр. 291/70, 300/70), количество аморфного кремнезема, перешедшего в содовые вытяжки, незначительно, составляет меньше половины массы образца. В наиболее чистых диатомитах (обр. 6/75, 179/78) количество SiO_2 достигает более 70%. При содержании в обр. 6/75 Al_2O_3 = 4% следует допустить, что 10–12% валового SiO_2 связано с глинистым материалом. Кроме того, в этом образце содержится зернистая примесь кварца алевритовой размерности в количестве около 15% и до 2% глауконита, следовательно, суммарное количество SiO_2 ам (табл. 32) в этом образце отвечает расчетным количествам.

Извлечение SiO_2 из диатомитов многократными содовыми вытяжками протекает по нисходящей кривой. Окремнелые диатомиты показывают существенно иную динамику извлечения SiO_2 ам. На фоне плавного снижения количеств растворенного кремнезема в них отмечается перегиб кривой и на уровне 8–10-й вытяжек происходит возрастание количества SiO_2 ам, перешедшего в раствор. Это не сопровождается увеличением доли извлеченного Al. Таким образом, вывод о влиянии различных видов аморфного кремнезема на динамику растворения SiO_2 подтверждается при сравнении диатомитов и окремнелых диатомитов.

Таблица 31

Химический состав биогенных силицитов, вес. %

Компоненты	291/70		300/70			297/70
	вал	< 1 мкм	вал	1–2 мкм	< 1 мкм	< 1 мкм
SiO_2	67,10	59,82	63,79	74,77	57,24	57,09
TiO_2	0,25	0,89	0,78	0,57	0,72	1,02
Al_2O_3	8,45	15,59	14,35	11,08	18,25	15,71
Fe_2O_3	3,29	5,57	2,10	1,80	5,64	6,36
FeO	–	0,14	0,07	0,10	–	0,10
CaO	0,72	0,58	0,49	0,61	0,65	0,74
MgO	1,73	2,46	1,76	0,53	2,14	2,46
MnO	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,04
Na_2O	2,46	0,19	2,54	0,16	0,19	0,16
K_2O	1,08	1,62	1,48	1,33	1,76	1,48
H_2O^+	9,06	6,15	7,01	5,21	8,09	6,81
H_2O^-	5,02	6,53	5,14	3,41	5,60	7,37
CO_2	–	0,20	–	–	–	0,14
C	0,55	–	–	–	–	0,65
P_2O_5	0,09	–	0,01	–	–	0,12
Сумма	99,81	99,76	99,55	99,58	100,30	99,56
SiO_2 ам	$18,73^{IV}$	$22,81^{VI}$	$12,29^{II}$		$14,99^{IV}$	$12,29^{IV}$

Примечание. Диатомиты: обр. 291/70, 300/70, 297/70 – Примугоджары, 6/75 – Сенгилей, 113/75 – Инза; окремнелые диатомиты: 16/75 – Сенгилей, 118/75 – Палатово; перемытый диатомит с обилием спикул: 145/75 – Коржевка; спикуловые породы: 19/73 – Комарово (Днестр), Д-4 – Экибастуз (образец У.Г. Дистанова).

Таблица 32

Состав многократных содовых вытяжек из диатомитов, %

Диатомиты	Номер образца	Компоненты	I–II	III–IV
Неизмененные	291/70	SiO_2	14,28	5,09
		Al_2O_3	0,09	0,15
	6/75	SiO_2	30,32	17,49
		Al_2O_3	–	–
	110/75	SiO_2	14,16	10,00
		Al_2O_3	0,07	0,17
	113/75	SiO_2	28,00	12,49
		Al_2O_3	0,03	0,06
	179/75	SiO_2	42,31	18,32
		Al_2O_3	–	–
	44/75	SiO_2	11,33	11,66
		Al_2O_3	0,10	0,06
	145/75	SiO_2	16,99	8,33
		Al_2O_3	0,06	0,05
Окремнелые	16/75	SiO_2	31,15	7,99
		Al_2O_3	–	0,18
	118/75	SiO_2	35,32	9,99
		Al_2O_3	–	0,13

6/75		16/75	118/75	113/75	145/75	19/73	Д-4
вал	< 1 мкм	вал	вал	вал	вал	вал	вал
82,46	67,06	86,77	91,16	79,47	78,71	92,92	85,03
0,27	0,49	0,23	0,13	0,30	0,51	0,13	–
4,02	7,15	3,27	2,23	5,05	5,75	1,21	0,40
1,31	10,55	1,78	0,41	2,87	2,67	0,81	2,31
0,08	0,26	0,14	0,11	0,11	0,29	0,21	0,12
1,47	0,62	1,48	1,00	1,36	1,60	1,10	1,51
–	1,76	–	–	0,35	–	–	–
–	0,02	–	–		0,01	–	–
0,20	0,16	0,12	0,04	0,20	0,36	0,13	0,26
0,73	2,68	0,73	0,50	1,22	1,81	0,71	0,18
6,83	5,55	1,99	1,48	5,21	4,16	1,06	8,48
2,10	3,46	3,14	2,50	3,89	2,89	1,09	1,15
–	0,11	–	–	–	–	0,14	0,46
0,11	0,23	0,32	–	–	0,24	0,03	–
0,01	0,04	0,01	–	0,02	0,01	–	0,01
99,59	100,14	99,98	99,56	100,05	99,55	99,54	99,91
$71,18^{XII}$	$35,83^{X}$	$51,55^{XII}$	$51,13^{VIII}$	$63,46^{XII}$	$42,46^{XII}$		

V–VI	VII–VIII	IX–X	XI–XII	Сумма
3,44	–	–	–	22,81
0,11	–	–	–	0,35
0,49	7,49	3,86	2,53	71,18
–	0,008	0,06	0,07	0,14
10,99	9,33	5,89	2,26	52,63
–	0,06	0,08	0,07	0,45
9,83	5,83	3,69	3,62	63,46
0,06	0,03	0,06	0,07	0,31
9,50	4,16	3,29	2,13	77,72
–	0,05	0,06	0,05	0,16
6,33	6,33	3,99	2,76	42,40
0,08	0,11	0,11	0,07	0,46
5,83	4,16	3,69	3,46	42,46
0,06	0,02	0,07	0,07	0,33
3,33	2,99	3,66	2,43	51,55
0,15	0,07	0,07	0,07	0,54
3,33	2,49	3,10	1,92	56,15
0,08	0,05	0,07	0,05	0,38

Примеси в биогенных силицитах

Биогенный опал является главенствующим исходным минералом, слагающим фрагменты биогенных силицитов. Однако в процессе постседиментационных изменений рентгеноаморфный многоводный опал преобразуется в другие минеральные разновидности кремнезема, и в реальных наблюдаемых природных объектах, помимо собственно опала, в строении биогенных фрагментов и их реликтов принимают участие те или иные количества кристобалита и тридимита, халцедона, кварца. Этому вопросу посвящена третья глава.

В настоящем же разделе будут рассмотрены лишь те минеральные примеси, которые сопутствуют биогенным кремневым остаткам в породах и не связаны с постседиментационным изменением минеральных форм биогенного опала.

Наиболее характерной особенностью биогенных силицитов является отчетливо выраженное соответствие гранулометрии породообразующих биогенных фрагментов и гранулометрии минеральных примесей. Так, спикуловые породы обогащены песчано-алевритовыми зернами, размер которых, и в первую очередь "плавучесть", близки обломкам спикул. Именно это соответствие определяет существование непрерывного ряда смешанных пород: пески с примесью обломков спикул, смешанные песчано-спикуловые породы, спикуловые породы с примесью песчано-алевритового материала и глобулярного глауконита. Минеральный состав песчаной и алевритовой примеси в спикуловых породах соответствует составу вмещающих песчано-алевритовых пород, а распределение обломочных фрагментов в породах – статистически равномерное, без обособления грубодисперсной и тонкодисперсной массы. Можно отметить лишь некоторое относительное повышение доли глауконита в составе абиогенной зернистой части породы, происходящее наряду с возрастанием количества биогенных фрагментов. Так, в песчаных породах, содержащих обломки спикул, в виде небольшой примеси количества глауконита составляют обычно 15–30% от абиогенной зернистой массы; собственно глауконитовые пески (глауконита > 50%) редки и занимают подчиненное положение.

В то же время в песках и песчаниках, обогащенных обломками спикул (биогенные фрагменты составляют 25–40%), количества глауконита либо соизмеримы с количеством обломочных минералов, либо доминируют над ними. Эту же закономерность отметил Ю.М. Сеньковский [1973], приводящий данные по составу спикуловых пород (спикулиты, по Ю.Н. Сеньковскому). По его данным, в "спикулитах" глауконит содержится в количествах до 15%, кварц – до 10%, примесь полевых шпатов – незначительна (обломки спикул составляют 60–80%). Ю.М. Сеньковский приводит расчет на всю породу, но относительная доля глауконита, по его подсчетам, равна или выше, чем доля обломочных минералов (кварц + полевые шпаты). Состав собственно песков, по Ю.Н. Сеньковскому, характеризуется доминированием кварца (40–70%). Присутствуют полевые шпаты (4–8%), глауконит (25–50%). Помимо глобулярного глауконита, в спикуловых песках значительная роль принадлежит глаукониту, выполняющему полости спикул.

Видимое возрастание доли глауконита в песках (в сравнении со спикуловыми песками при пересчете состава пород на абиогенную часть) показывает относительное увеличение глауконита в породах, обогащенных спикулами. Таким образом, можно констатировать важную тенденцию возрастания относительной доли глауконита в абиогенной части в песчаных и песчано-алевритовых породах при увеличении в них доли кремневых органогенных обломков. Эта же тенденция прослеживается и при рассмотрении ряда диатомит – алевролит с примесью панцирей диатомей. В собственно диатомитах доля глауконита составляет доминирующую часть в составе абиогенной зернистой примеси. Наряду с этим в алевритовых диатомитах, а тем более в алевролитах с примесью органогенных кремневых обломков относительная доля глауконита резко сокращается. Ни в одном случае в рассмотренных нами профилях в алевролитах не отмечено доминирования глауконита над обломочными зернами.

Ассоциация глинистых минералов, содержащихся в диатомитах, обладает рядом важнейших особенностей, отличающих ее от ассоциации абиогенных кремнистых пород. Как уже было отмечено в предыдущей главе, в качестве постоянной примеси в диатомитах обнаруживается каолинит. Обнаружение каолинита связано в первую очередь с постоянным присутствием его в количествах, уловимых рентгеновскими методами анализа (выше 5%). На дифрактограммах конкретных исследованных пород пики каолинита отчетливо выражены и в ряде случаев свидетельствуют о содержании этого минерала в глинистой части пород в количествах, соизмеримых с монтмориллонитом.

Поступление каолинита в бассейн седиментации и распределение его в фациальном профиле формации лимитируются темпом терригенного сноса, наличием каолинита в материнских породах, циркуляцией вод в бассейне и темпом седиментации разбавляющего дисперсного материала. Среди перечисленных факторов темп седиментации биогенного материала (панцири диатомей) является процессом саморегулирующимся. При самых благоприятных условиях, обеспечивающих расцвет фитопланктона, возрастание его количества в зоне фотосинтеза не может происходить неограниченно, поскольку увеличение взвеси одновременно увеличивает мутность воды и препятствует дальнейшему развитию планктона. Таким образом, даже при минимальной мутности воды, связанной с механической примесью дисперсного минерального вещества, и при "неограниченном" резерве питательных веществ темп биогенной седиментации ограничивается предельно возможной продуктивностью фитопланктона. В реальных же условиях биологическая продуктивность водоема может быть лишь меньше теоретической. В то же время масштабы терригенного сноса, а тем более масштабы эффузивного и эксплозивного вулканизма не имеют жесткой регламентации. Экстремальные вспышки эксплозивного вулканизма способны подавить не только биогенную седиментацию, но и фоновый терригенный снос в зонах шельфа.

Рассматривая каолинит и монтмориллонит как альтернативные компоненты осадка, мы можем прогнозировать возрастание роли каолинита при уменьшении темпа эксплозий. Конечно, этот вывод далеко не однозначен, поскольку и монтмориллонит может присутствовать в переменных количествах в продуктах терригенного (фонового) сноса, и каолинит может формироваться в морских илах под воздействием жизнедеятельности организмов (главным образом илоеды). Однако нам представляется, что подмеченная закономерность постоянного присутствия каолинита в биогенных силицитах в определенной мере связана с тем, что в отрезки времени формирования диатомитов темп биогенной седиментации не способен полностью подавить фоновый терригенный седиментогенез. Этот вывод кажется вполне правомерным для эпиконтинентальных бассейнов, но не может быть распространен на океанические бассейны.

Присутствие терригенной механической примеси в диатомитах не ограничивается глинистыми минералами. В диатомитах постоянно отмечаются переменные количества кварца, полевых шпатов, слюд алевритовой размерности. Распределение обломочного материала в диатомитах либо равномерно в массе осадка, либо подчинено законам тонкой горизонтальной ритмичности. Таким образом, в диатомитах выявляются два главенствующих типа текстур – тонкослоистая (сезонная) и массивная неслоистая. Отмечаются также текстуры донных перемещений слоев, описанные в главе первой, вполне вероятные в областях со слабым наклоном дна. Среди примесных минералов в ряде случаев развит биогенный кальцит. Смешанные диатомово-кокколитовые породы описаны ранее в разделе, посвященном мергелям.

Помимо поликомпонентного состава примесей, в диатомитах отмечается более или менее постоянный комплекс аутигенных минералов. Обычно присутствие глауконита и пирита. Чрезвычайно редко отмечаются цеолиты. Присутствие их показательно лишь для диатомитов, резко обогащенных глауконитом и обломочными песчаными зернами.

Таким образом, цеолиты выступают как часть парагенеза песчано-глауконитовой примеси в смешанных породах. Чистым же разностям диатомитов они не свойственны. Увеличение степени чистоты диатомитов сопровождается и падением абсолютной доли содержащихся в них аутигенных минералов.

В окремнелых диатомитах, находящихся в контакте с опоками, широко представлен аутигенный неупорядоченный кристобалит, образующий выполнения пустот и входящий в состав леписфер.

Стадийное преобразование биогенного диатомового опала в палеогеновых породах платформы еще не находится на столь высокой ступени, чтобы этот процесс заметно изменял структуру и минеральный состав диатомитов. В мезозойских же разрезах диатомитов встречено не было. Отмеченная примесь панцирей диатомей в других типах пород описана в соответствующих разделах.

ПРОЦЕССЫ АУТИГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

В настоящем разделе будут описаны лишь те изменения осадков и пород, их структуры, минерального состава и облика, которые произошли в постседиментационную стадию и связаны либо с наложенными процессами, либо с процессами естественного (унаследованного) развития осадочных образований. В развитие главного высказанного тезиса можно привести в качестве примера "естественного унаследованного" развития осадка уплотнение пелитовой массы и связанное с этим общее уплотнение и литификацию осадка. Появление новых минеральных фаз, таких, как люссатит, халцедон, цеолиты, может быть вызвано либо старением седиментационного геля SiO_2, либо позднейшим привносом вещества по поровым каналам, либо появлением новообразованных минералов в связи с разложением и преобразованием "внутренних" минеральных ресурсов осадка, например в связи с преобразованием нестойких компонентов (стекол, основных плагиоклазов, пироксенов и т.п.).

ЦЕМЕНТАЦИЯ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Песчаные породы – наиболее благоприятный объект для выявления времени и генетической природы их вторичных преобразований. Это связано в первую очередь с высокой "консервативностью" главных структурообразующих компонентов песков и песчаников, сравнительной крупностью минеральных фрагментов и подавляющим сосредоточением новообразований в поровом пространстве. Размеры же пор в песчаных породах, в свою очередь, достаточно велики для прямого микроскопического наблюдения, что, естественно, не исключает и применения других методов, а позволяет само минералого-петрографическое изучение новообразований в порах сделать наиболее полным.

Минералы свободного кремнезема

Среди постседиментационных новообразований песчаных пород наиболее широко распространены различные модификации SiO_2, кварц, халцедон, люссатит, опал. Именно эти минералы оказываются ответственными за преобразование исходных песков в песчаники, часто именуемые кварцитовидными песчаниками, поскольку кварц и другие модификации SiO_2 в них слагают абсолютно доминирующую часть как обломочного, так и цементирующего материала.

Присутствие той или иной разновидности аутигенного кремнезема, образующего цемент кварцитовидных песчаников, обязано ряду независимых факторов. Часто соседствующие слои содержат песчаники, сцементированные в одном случае халцедоном и кварцем, а в другом – опалом и люссатитом. Близкое расположение слоев или даже участков одного слоя, обладающих различными видами выделения кремнезема в поровом пространстве, исключает объяснения различной цементации факторами, связанными с региональным эпигенезом, различными источниками SiO_2 или с разными по химизму пластовыми водами. Различные отмеченные виды цементации песчаников, встреченные в единой толще, в одном обнажении, сведены в табл. 33.

Уже приведенное перечисление типов аутигенного кремнезема в цементе песчаников показывает как их многообразие, так и широкие возможности сочетания различных видов кремнезема в цементе в каждом отдельном случае. При этом кварц, хотя и не является широко распространенным минеральным видом цемента описываемых пород,

Таблица 33

Типы кремнистого цемента в разрезах

Местонахождение	Возраст	Тип выделения кремнезема в цементе
Григоровка (Днепр)	Эоцен	Кварц, халцедон
Канев (Днепр)	"	Люссатит, халцедон, кварц
Пролейка (Волга)	"	Опал, люссатит, халцедон
	Палеоцен	То же
Буерачное (Волга)	"	То же
Среднее Приднестровье	Сеноман	То же, кварц
Мамон (Дон)	Эоцен	Опал, люссатит, халцедон
Базки (Дон)	"	Опал
Крутовский (Дон)	"	Опал, люссатит, халцедон
Гора Ичка (Общий Сырт)	"	То же
Р. Тык-Бутак (Примугоджарье)	"	Опал, халцедон
Р. Аулиа (Примугоджарье)	"	Опал, люссатит, халцедон, кварц
Киргизское (Примугоджарье)	"	Халцедон, кварц

тем не менее может сосуществовать с любым другим видом аутигенного SiO_2. Детальное петрографическое исследование песчаников с аутигенным кварцем в цементе всегда позволяет наблюдать четкие контуры обломочных зерен и каемку Бекке по всему их периметру. Каемка Бекке присутствует и в тех случаях, когда обломочное зерно кварца обрастает регенерационным кварцем. Присутствие четкой каймы Бекке по контакту кварц – кварц тем более примечательно, что оптическая ориентировка регенерационного кварца в большинстве случаев совпадает с оптической ориентировкой ядра (табл. I, *4*). В таких случаях возникновение каймы Бекке может быть связано с присутствием пленки, разделяющей обломочное ядро и регенерационный кварц и обладающей иным, чем у кварца, показателем преломления. Природа такой каймы не может быть установлена оптическим методом, поскольку пленка, разделяющая ядро и регенерационный кварц,измеряется долями микрона или первыми микронами. При толщине стандартного шлифа около 30 мкм детали ее строения маскируются многократным наложением слагающих пленку элементов.

Применение электронного микроскопа позволило установить, что во всех без исключения случаях между обломочным зерном и кварцевой каймой обрастания присутствует слой толщиной от долей до 5–6 мкм, сложенный глобулярным опалом либо кристобалитом (табл. XVII, *1, 4*,).

Внутренняя зона пленки, прилегающая непосредственно к кварцевому ядру, имеет ясно выраженную глобулярную скульптуру (опал), далее, в сторону ее внешней части, появляются кристаллики кристобалита, размеры которых довольно быстро нарастают от долей до 1–3 мкм. Аутигенный регенерационный кварц нарастает на внешнюю поверхность разделительной пленки с сохранением оптической ориентировки зародыша (обломочное зерно кварца). Таким образом, имеет место отделение ядра от регенерационной оболочки пленкой аморфного или кристаллического вещества не кварцевой структуры и вместе с тем обнаруживается эффект дальнодействия кристаллической структуры ядра на новообразованную часть кристалла, приводящий к сохранению оптической ориентировки в регенерационной оболочке (табл. I, *4*). Экспериментально такой эффект наблюдался Г.И. Дистлером с соавторами [1974] при искусственном наращивании кристалла на затравку, покрытую пленкой инородного вещества.

Вторым важным обстоятельством является наблюдающаяся неравномерность проявления описанного эффекта дальнодействия. Регенерационный кварц может выполнять все поровое пространство, окружая зерна по всему их периметру. В этом случае во всем объеме аутигенного кварца сохраняется оптическая ориентировка ядра. Когда же кварц (в цементе) находится в комбинации с халцедоном, эти два минерала как бы разделены, кварц достраивает обломочное зерно лишь в направлении главной оси,

а синхронная регенерационная кайма в зоне призмы сложена халцедоном (табл. XVII, *2, 3*). Если же на внешней части халцедоновой каймы возникают кристаллы кварца, ориентировка их бывает подчинена закону геометрического отбора. Как кварц, так и халцедон отделены от ядра слоем опала и кристобалита.

Отмеченные особенности формирования вторичного кварца в поровом пространстве песчаников могут быть связаны с неодинаковым темпом подачи растворов содержащих избыток SiO_2. При интенсивном подтоке и резком переобогащении поровых вод растворенным кремнеземом выпадение избытка SiO_2 может превысить "разрешенную" скорость роста (достройки) кристаллов кварца. Частным случаем этого явления представляется специфическая достройка только вершин кварцевых кристаллов. В этом направлении скорость роста максимальна. Медленная подача SiO_2, не превышающая скорости реализации при росте кристалла, приводит к равномерному выпадению кварца по всему периметру обломочного зерна. Однако при любом типе процесса самые первые порции перенасыщенного раствора соприкасаются с обломочным кварцем, имея максимальную "стартовую" концентрацию. Наряду с этим как поровое пространство, так и поверхность зерен бывают загрязнены некоторым количеством глинистых минералов, гидроокислов железа и тому подобных примесей, способных ускорить выпадение SiO_2. В силу этих причин именно начальные стадии формирования аутигенного кремневого цемента должны характеризоваться мгновенно максимальными количествами выпавшего кремнезема. В дальнейшем стабилизированный процесс извлечения избытков SiO_2 из поровых растворов либо сохраняется на высоком уровне – и тогда все поровое пространство оказывается заполненным кремневым гелем, литификация которого приводит к формированию опала, люссатита или халцедона, либо концентрации SiO_2 в поровом растворе устанавливаются около уровня насыщения – и тогда формируется кварц или, в промежуточном случае, кварц и халцедон. В последнем случае формирование кварца или халцедона регламентируется соотношением разрешенной скорости роста кристалла в выбранном направлении и темпом подтока SiO_2.

Хотя скорость выпадения SiO_2 из раствора является важнейшим регулятором природы новообразованных минералов кремнезема, этот фактор, по-видимому, не является единственным. Формирование граничного гелевого (опалового) слоя может быть связано с коррозией обломочных зерен кварца. Экспериментальные работы Д. Рентона и др. [Renton et al., 1969] показали, что воздействие растворов на кварцевые зерна приводит к появлению на их поверхности специфической системы борозд и бугорков некристаллической природы. Не исключено, что контакт обломочных зерен с поровыми растворами вызывает формирование тончайшей гелевой пленки на их поверхности. К аналогичному выводу приходит и С. Калверт [Calvert, 1974], анализировавший взаимоотношение поровых вод, насыщенных SiO_2, и обломочных зерен.

Присутствие глобулярных наростов на обломочных зернах кварца отмечено Е. Питманом [Pittman, 1972], рассмотревшим случаи эпигенетического окварцевания песчаников. По данным этого автора, пленка, состоящая из мельчайших частиц неправильной формы (в том числе глобулярных), присутствует на контакте обломочных зерен и регенерационного кварца. Е. Питман исследовал кварцевый цемент в породах, находящихся на значительно более глубоких уровнях эпигенетической переработки. В цементе изученных им пород присутствует лишь кварц, а на контактах обломочных зерен и регенерационного кварца не отмечается каемок Бекке. Однако и в этих случаях показательно присутствие глобулярных частиц (по-видимому, бывший опал) в зоне раздела ядра и регенерационного кварца.

Заканчивая рассмотрение вторичной кварцевой цементации песчаников, следует обратить внимание на часто встречающийся парадокс возникновения вторичных кварцитов, образующих экранирующие плоскости на водоразделах. Наиболее часто подобные образования встречены в Примугоджарье, но отмечены также в бассейне Среднего Дона и Нижней Волги. В таких кварцитах все поровое пространство оказывается выполненным только кварцем, но сами глыбы и блоки песчаников интенсивно "корродированы" и образуют сложно построенные формы с многочисленными выростами, углублениями

и т.д. (ноздреватые кварцитовидные песчаники). По-видимому, в последнем случае имеет место гипергенное окварцевание, связанное с капиллярным подтоком растворов и испарением поровой влаги в поверхностной зоне. Явления поверхностного окварцевания описаны для пустынь И. Вальтером [1911], А.Е. Ферсманом [1952], Ж. Милло [1968]. Показательно, что пустынное окремнение сопровождается образованием в значительной мере опала и халцедона [Ферсман, 1952], в то время как в отмеченных нами случаях (семиаридные или гумидные зоны с кратковременными сухими периодами) исключительно широко развит вторичный кварц. По-видимому, и в этом процессе важнейшую роль играют разовый темп подтока капиллярных вод и скорость их испарения (скорость выпадения "сухого" остатка).

Опоковая масса

Литификация песчаников с опоковым цементом регламентируется временем литификации тонкодисперсной суспензии протоопоки. Как уже было отмечено при минералого-петрографическом описании песчаников и опок, песчаник с опоковым цементом представляет смешанную фрагментарную породу, включающую блоки собственно опок и запечатанные гнезда песчаников. Если распределение новообразованных минералов в блоках опокового состава ничем не отличается от собственно опок, то поровое пространство гнезд песчаного состава, сохранившееся в процессе седиментационного смешивания фаз (протоопока, песок), существенно отличается по характеру замещения пор и типу цементации. Чем меньшие количества протоопокового ила проникли в оторванную и захваченную массу песка и чем "чище" поры внутри песчаных гнезд, тем резче выступают черты различия в типе их цементации. Внутренние (наиболее чистые) зоны песчаных гнезд оказываются заполненными леписферами опал-кристобалитового состава с переменным количеством примеси цеолитов. Таким образом, минимально удаленные пустоты, удаленное поровое пространство выполняются практически теми же продуктами, что и микропоры или внутренние полости диатомей и радиолярий внутри самой опоки. По мере разложения вулканического стекла возникающие продукты, и в первую очередь SiO_2, захватывают поровое пространство прилегающих (и включенных) фрагментов других пород. Этот процесс распространяется не только на микроблоки и микрогнезда песков, включенных в опоки, но также и на контактирующие с опоками песчаные слои, цементация которых осуществляется опалом и люссатитом, а доля заполнения порового пространства аутигенным кремнистым материалом всегда убывает по мере удаления от плоскости контакта с поставщиком SiO_2 (опокой, бентонитом).

Итак, одновременное присутствие различных модификаций кремнезема в цементе песчаника, часто наблюдающихся в едином пласте (или даже в одном шлифе), позволяет сделать вывод о важнейшем факторе, контролирующем тип аутигенной минеральной фазы SiO_2 в цементе песчаников. Таким фактором являются скорость подтока и концентрация растворов SiO_2 и, в конечном счете, скорость выпадения кремнезема в поровом пространстве. Чем она выше, тем вероятнее возникновение слабо упорядоченных или неупорядоченных модификаций аутигенного кремнезема.

Цеолиты, монтмориллонит

Цементация песчаных пород цеолитами распространена в значительно меньших масштабах, чем только что рассмотренный случай цементации кремнеземом. Заметное, а тем более значительное развитие цеолитов приурочено не к собственно кварцевым пескам, а к глауконитово-кварцевым или даже к собственно глауконитовым их разностям.

Во всяком случае сколько-нибудь значительное развитие новообразованные цеолиты получают лишь в песках, содержащих 10% и более глауконитовых зерен. Вместе с тем появление новообразованных цеолитов приурочено к мелко- и тонкозернистым

пескам, а следовательно, и цеолитовый цемент, как правило, выступает в комбинации с другими минеральными компонентами цемента (монтмориллонит, глауконит, карбонаты, глобулярные формы кремнезема). Широкое развитие новообразованных цеолитов в тонкозернистых разностях песчаных пород (алевролитов – по десятичной классификации) отмечено И.А. Шамраем [1959]; некоторые разновидности таких пород названы им цеолитолитами – столь велико в них содержание новообразованной цеолитовой фазы.

Примесь цеолитов к другим видам цементирующего материала отмечается значительно чаще, чем преимущественное развитие цеолитов в поровом пространстве песчаных пород. Общая зараженность цеолитами обломочных пород глауконитово-кремнистой формации отмечена И.А. Шамраем [1952а, б], Г.Ю. Бутузовой [1964 а, б], А.Г. Коссовской [Kossowskaya, 1973], С.И. Шуменко [1962] и рассмотрена в предыдущей главе.

Преимущественное развитие цеолитов в поровом пространстве и появление песчаников с цеолитовым цементом не приводят к появлению плотных монолитных песчаников. Кристаллики цеолитов оказываются практически полностью индивидуализированными и столь слабо скрепленными с обломочными зернами, что поровое пространство остается в значительной мере свободным, а сами песчаники могут быть отнесены лишь к "рыхлым песчаникам" или даже остаются "сыпучими песками". Увеличение общей прочности песчаных пород с цеолитовым цементом отмечается лишь тогда, когда происходят позднейшее разложение цеолитов и замещение цеолитовой массы в поровом пространстве остаточным кремнеземом. Этот процесс характерен для внешних зон песчаников – открытых стенок в обнажениях, зон, примыкающих к трещинкам и промоинам, поверхностей глыб и обломков и т.п. Длительное соприкосновение поверхности цеолитсодержащих песчаников с проточными поверхностными водами приводит как бы к "закаливанию" поверхностного слоя их, с течением времени все более резко сопротивляющегося агентам механического разрушения. Этот процесс вызван разрушением цеолитов в приповерхностной зоне пород и заменой цеолитов агрегатами "оплавленных" зерен, опалом и кристобалитом [Муравьев, 1973]. Именно появление опала и определяет последовательное увеличение прочности песчаников, предохраняющее стенки и глыбы от дальнейшего разрушения. Однако этот процесс обычно затрагивает лишь внешнюю (15–20 см) зону, под которой порода остается значительно более рыхлой, а цеолиты – неразрушенными.

Иллюстрация подобного процесса может быть показана на примере приповерхностного изменения эоценовых песчаников в бассейне среднего течения Дона (с. Сергеевка), где стенки обнажений сложены сравнительно уплотненным песчаником, микроскопическое изучение которого не позволяет обнаружить цеолиты в порах, в то же время на рентгенограммах тонких фракций этого образца обнаруживается значительная примесь неупорядоченного кристобалита. Внутренние зоны песчаников (под "коркой" 15–20 см толщины) обнаруживают обильную примесь цеолитов, а на рентгенограммах тонких фракций этих пород можно видеть резкое возрастание интенсивности рефлексов цеолита (гейландита) и столь же резкое снижение интенсивности пиков кристобалита (рис. 56).

Цеолитовые скопления в порах глауконитовых песчаников (более 50% глауконита) также приурочены лишь к наиболее "чистым" порам и не определяют прочности цементации глауконитовых песков (песчаников). Сколько-нибудь значительные массы цеолитов оказалось возможным выделить и накопить именно из рыхлых глауконитовых песчаников, отобранных в карьерах или в свежих стенках обнажений. Напротив, плотные плиты глауконитовых песчаников, образующих экранирующие поверхности и карнизы на бровках обнажений, оказываются сцементированными халцедоном, кварцем или люссатитом и не содержат цеолитов, хотя в тех же обнажениях, в слоях, залегающих под поверхностной экранирующей плитой, глауконитовые песчаники оказываются либо зараженными цеолитами, либо даже содержат значительную примесь цеолитов в порах. Подобные соотношения различных глауконитовых песчаных пород

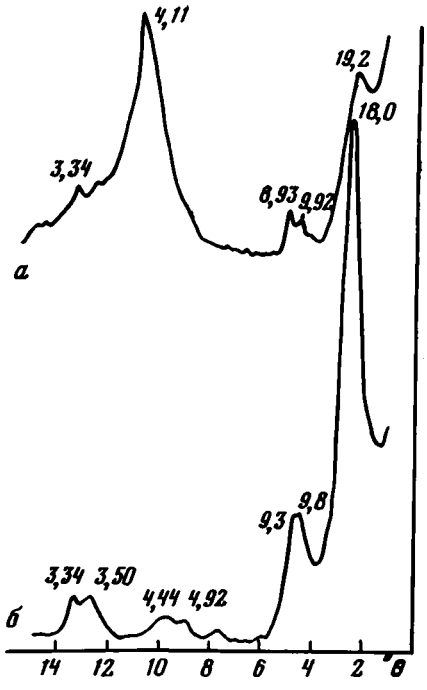


Рис. 56. Дифрактограммы фракции 1–5 мкм из обр. 60/70, эоцен, хутор Сергеевский, правобережье Дона

а – поверхностная зона в стенке обнажения; *б* – на глубине 20 см от поверхности

часто наблюдаются в палеогеновых разрезах бассейна среднего течения Дона, Волги, в Примугоджарье.

Приуроченность постседиментационной цеолитовой минерализации, с одной стороны, к наиболее чистому поровому пространству и, с другой – к мелко-тонкозернистым песчаникам и алевролитам, т.е. к породам, максимально "загрязненным" дисперсным, легко разлагающимся материалом, весьма симптоматична. Хорошо отсортированные пески (от мелко- до грубозернистых), имеющие максимум свободного, незагрязненного порового пространства, лишены цеолитов. Если пространство и захватывается вторичными новообразованиями, то они представлены минеральными модификациями кремнезема. Это явление может быть объяснено лишь различной относительной подвижностью Si и Al и реализацией алюмосиликатного резерва лишь в непосредственной близости от его источника (разлагающийся витрокластический материал). Несколько бо́льшая подвижность кремнезема в "обычных" условиях (при pH 5–8) обеспечивает возможность выхода кремневых растворов за пределы пластов, обогащенных витрокластическим материалом, и цементацию прилежащих к ним рыхлых пористых песчаных пород.

Глауконит

Глобулярный глауконит относится к седиментационно-диагенетическим образованиям, слагает зернистую часть песчаных пород и в настоящем разделе не рассматривается. Однако, помимо глобулярных зерен глауконита, в песчаных породах отмечаются многочисленные крустификационные корочки, трещинные и межзерновые новообразования, структурное положение которых свидетельствует о постседиментационном образовании некоторой части глауконита, часто сопровождающемся увеличением прочности цементации пород. Вместе с тем отмечается разрушение глауконита с фиксацией продуктов разложения на месте или в непосредственной близости от пласта.

Постседиментационное формирование глауконита находится в полном соответствии с наблюдавшейся тенденцией понижения степени железистости и увеличения доли смешанослойных образований в глауконитовой массе со временем. Эта тенденция описана в предыдущей главе на примере глобулярных зерен, но та часть описания, которая относится к крустификационным корочкам на зернах, имеет непосредственное отношение к настоящему разделу. По всей вероятности, процесс обрастания глауконитового зерна крустификационной оторочкой может быть прерван механическим перемещением верхнего слоя осадка, и тогда зерно с корочкой включается в комплекс зернистой части породы, но сама тенденция появления крустификационных корочек свидетельствует о возможности дорастания глауконитовых зерен уже в стабилизированном осадке, и, следовательно, при сохранении слоя этот процесс может привести (и приводит) к сращиванию зерен и появлению пленочного или точечного цемента. По-ви-

димому, время образования глауконитовой массы достаточно продолжительно и не обязательно ограничено периодом неустойчивой динамики осадка (периодическим взмучиванием, перемещением и т.д.). Фотография в табл. XVIII, *1* иллюстрирует точечную цементацию глауконитового песчаника разрастающимися внешними оболочками, приводящими к спаиванию зернистого костяка породы.

Постседиментационные изменения слюд (в первую очередь группы биотитов) приводят также к появлению аутигенного глауконита. Однако этот процесс свойствен лишь глауконитсодержащим пескам. Другими словами, лишь в условиях массового глауконитообразования в процесс глауконитизации вовлекаются слюды, в то время как в иных фациальных условиях постседиментационное изменение слюд идет по иным схемам (хлоритизация, каолинитизация и т.п.).

Фосфат кальция

Фосфат кальция развит в цементе песчаных пород в двух основных разновидностях. Он образует либо массивный цемент гомогенной структуры, либо тонкие крустификационные корочки (табл. II, *2*, XXI, *1, 2*). В последнем случае ориентация субмикроскопических кристалликов апатита закономерна и лучисто построенные каемки всегда имеют отрицательное удлинение лучей. Значит единичные оси кристалликов апатита ориентированы перпендикулярно к поверхности обломочных зерен. В массивном цементе ориентация кристалликов в кристаллите незакономерна, но зоны, обладающие близкими ориентировками кристалликов, имеют размеры до 50 мкм. В то же время размеры единичных кристалликов не разрешаются даже при увеличениях 10–20 тыс. Таким образом, размеры кристаллов отличаются от размеров субпараллельно ориентированных поликристальных блоков по крайней мере на три порядка. Отсутствие закономерной ориентации таких блоков может свидетельствовать лишь о связи преимущественной ориентации кристалликов в кристаллите с зонами напряжений, возникающих при старении коллоида.

Массивный фосфатный цемент характерен для базальных песчаных плит (основания циклов) и реже для цемента желваков песчаных фосфоритов. По-видимому, разное поступление коллоидно-дисперсной массы фосфатов кальция имело решающее значение для типа последующего преобразования его петрографической структуры. Сплошное седиментационное выполнение пор гомогенной коллоидно-дисперсной массой приводило к образованию массивного фосфатного цемента, а недостаточные для заполнения всего порового пространства количества исходного фосфатного материала позволяли осуществляться последующему перераспределению вещества цемента в свободных порах и стягиванию пленок аутигенного фосфата вокруг обломочных зерен. Возникавшие напряжения при таком механизме формирования цемента ориентировались по периметру зерен (минимум) и перпендикулярно к периметру (максимум). В базальных слоях кристаллов апатита ($\perp(0001)$) плотность атомов выше и рост кристаллов осуществляется преимущественно в этих направлениях, т.е. осуществляется механизм роста, аналогичный механизму роста поликристаллита халцедона.

Другие аутигенные минералы цемента

В числе аутигенных минералов, выполняющих поровое пространство песчаных пород, отмечаются гидроокислы железа, пирит, гипс, кальцит. Цементация такого рода не является широко распространенной. Пирит цементирует только мелкие участки пород при образовании пиритовых желваков, а гипс развит как гипергенная разновидность цемента, часто в сочетании с кальцитом, кварцем или халцедоном. Гидроокислы железа также выступают как цемент гипергенного "оржавления".

Кристаллизация гипса в порах песчаных пород отмечается в приповерхностных зонах или зонах гипергенного высаливания. Гипс выполняет остаточное поровое про-

странство во вторичных кварцитовидных песчаниках, образующих экранирующие поверхности и глыбовые останцы в регионах с сезонным проявлением аридного климата. Наряду с подтоком кремнийсодержащих растворов и выпадением кварца (халцедона) в порах "ноздреватых" кварцитов, часть порового пространства оказывается заполненной гипсом (табл. III, *4*).

Кальцит цементирует лишь редкие караваи (саратовская свита Нижнего Поволжья). В процессе цементации принимал участие органогенный карбонатный материал, седиментационно примешанный к пескам. Отмечается постседиментационное разрастание кристаллических фрагментов раковинного детрита в свободных порах и консервация структур пелитоморфного кальцита в смеси с глинистым материалом [Муравьев, 1971]. Коррозия обломочных зерен незначительна и проявлена лишь в участках перекристаллизации кальцита в сочетании с максимально интенсивным разрастанием вторичного порового кальцита.

Песчаники с железистым цементом встречены нами лишь в зонах интенсивной гипергенной переработки пород. При этом далеко не всегда удается установить источник железа. Гидроокислы железа могут цементировать бывшие глауконитовые песчаники, в которых произошло разрушение глауконита, перемещение гидроокислов железа в пределах пласта и в приконтактных участках. Однако железистый цемент показателен и для песчаников, в которых не удается установить первичного присутствия глауконита или шамозита, но отчетливо виден подстилающий такие песчаники водоупорный горизонт. В этих случаях оржавление песков над водоупором и цементация их гидроокислами железа связаны с разгрузкой фильтрующихся вадозных вод. Наконец, в толщах кварцевых песков присутствуют рагульки с относительно рыхлым песчаником в зоне центрального канала и с плотно сцементированными стенками толщиной до 4–6 см. В поперечном сколе таких вторичных образований отчетливо видно концентрическое распределение железистого пигмента (цемента) вокруг центральной трубки (ход илоеда или канал корешка).

Перечисленные виды вторичной цементации песчаных пород не определяют лица формации и могут быть отнесены либо к крайне редким видам новообразований, включающихся в аутигенный минеральный парагенез (кальцит, пирит), либо являются свидетелями наложенных гипергенных процессов, причинно не связанных с условиями образования формации (гипс, гипергенное оржавление).

ИЗМЕНЕНИЯ ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Скорость изменения витрокластического материала существенно неоднозначна. Она зависит от типа материала, его массы, сконцентрированной в единице объема, а следовательно, от скорости накопления пепловых осадков. Существенное влияние оказывают также среда и солевой и газовый балансы раствора, температурный режим и тому подобные факторы.

При анализе рассматриваемой формации мы можем использовать данные о темпе седиментации (опираясь на мощности разреза), мы можем также считать, что осадкообразование проходило в эпиконтинентальных морских бассейнах и что солевой режим водоемов мало отличался от солевого режима нормальных морских вод. Наконец, в нашем распоряжении нет каких-либо данных о повышенных температурах постседиментационной переработки материала. Кроме того, породы, которые связываются нами с вулканическим источником (опоки, кремнистые глины, бентониты, глауконитовые), развиты столь широко и повсеместно, а ассоциируют с нормальными морскими отложениями, находящимися на ранней стадии эпигенеза, что нельзя допустить существования каких-либо экстремальных условий, свойственных для постседиментационной переработки лишь опок или бентонитов.

Реликты стекол

В нашем распоряжении имеются данные об изменении грубых витрокластических туфов песчаной размерности, слагающих осадочный чехол Русской платформы и имеющих различный возраст – от эоцена до четвертичного. Измененность пеплового материала этих туфов находится в связи с временем их образования. Четвертичный пепловый туф района г. Павловска, описанный Л.А. Дубянским [1935] и В.Н. Лодочниковым [1935], практически не изменен. Миоценовые витрокластические туфы района Горелки изменены в минимальной степени. Обломки стекла в них лишь оторочены пленкой монтмориллонита, масса же стеклянного пепла, равно как и структура пеплового туфа, имеет прекрасную сохранность.

Эоценовые туфы, описанные нами в районе станицы Базковской (Дон), хотя и сохранили витрокластическую структуру, но вулканическое стекло в них встречено лишь в реликтах. Главная же масса туфов переработана эпигенетическими процессами и переведена в набор минералов, обычный для измененных витрокластических пород (цеолиты, монтмориллонит, глауконит, кристобалит). Пепловые туфы песчаной размерности исследованы пока в пределах Воронежской и Саратовской областей, но даже столь грубые витрокластические туфы эоценового возраста почти не сохраняют вулканического стекла (хотя пепловая структура их и сохраняется). Пепловые туфы более мелкой размерности в разрезах описываемой формации практически полностью лишены стеклянных фрагментов, структура же туфов мелкоалевритовой размерности не доступна для исследования микроскопическими методами. Однако стеклянные фрагменты тонкозернистых пород имеют неодинаковую устойчивость и в ряде случаев удается обнаружить обломки вулканического стекла, размеры которых не превышают 5–10 мкм. Морфологическая диагностика таких обломков, производимая при изучении пород в растровом электронном микроскопе, не позволяет установить состав стекол. Можно лишь предполагать, что сохранившиеся в палеогеновых породах реликты витрокластического материала принадлежат наиболее кислым разностям вулканических стекол (табл. VI, XV). Количество таких обломков переменно. В некоторых опоках, бентонитах и кремнистых глинах их можно обнаружить почти в каждом поле зрения, но неодинаковый состав вулканогенного вещества в разных районах и в разных горизонтах не позволяет надеяться на повсеместное их нахождение. Поэтому при восстановлении первичных типов пород особое значение приобретает интерпретация состава минеральных новообразований, возникающих при изменении вулканических стекол.

Минеральный набор, заменяющий вулканическое стекло

Общеизвестный набор аутигенных минералов (монтмориллонит, цеолит, кристобалит), обычно возникающий по пепловым туфам, может быть истолкован как механическая примесь или как примесь аутигенных минералов, возникших вне связи с вулканическими продуктами и т.д. Если применение сканирующего электронного микроскопа позволяет однозначно устанавливать аутигенность данного минерального набора в опоках, кремнистых глинах и тому подобных образованиях, то вопрос о неизбежности его возникновения лишь по свежему вулканогенному материалу не снимается. Повышенное или высокое содержание SiO_2 в составе опок и кремнистых глин действует настолько гипнотизирующе, что для объяснения этого явления многие авторы невольно обращаются к какому-либо механизму, способствовавшему изначальной (седиментационной) концентрации кремнезема еще в осадке. При этом остается вне рассмотрения вся минеральная ассоциация, весь парагенез новообразованных минералов, слагающий высококремнистую породу. Не останавливаясь на многочисленных работах, посвященных постседиментационному изменению витрокластических пород, обратимся к тем основным условиям, которые необходимы для возникновения столь характерной минеральной ассоциации.

Синтезу цеолитов посвящено значительное число работ, однако главное внимание в них уделяется моделированию гидротермального процесса. В нашем же случае нет оснований предполагать повсеместное гидротермальное воздействие на цеолитсодержащие породы. Оценка температур, при которых происходило формирование минералов групп гейландита в осадочных породах, дается различными авторами. Так, Т. Андерсен с соавторами [Anderson et al., 1976] на основании исследования изотопов кислорода в клиноптилолитсодержащих океанических осадках оценивают температуры эпигенетических изменений в 10–60°С. Использование изотопного анализа позволило М.А. Левитану с соавторами [1975] определить температуры формирования кристобалит-халцедоновых пород из океанических осадков в пределах 10–30°С. Породы, из которых анализировались образцы кремней, в описанных авторами случаях содержат цеолиты (в том числе клиноптилолит) [Initial..., 1971].

Температуры формирования цеолитов, оцениваемые на основании глубин погружения пород и геотермического градиента, в исследованных районах приводятся А. Иидзима [Iijima, 1975]. А. Иидзима, М. Утада [Iijima, Utada, 1966, 1971]. По данным этих авторов, в зоне образования клиноптилолита температуры не превышали 40–60°С. Сопоставление температур, предполагаемых на основании геотермического градиента района, и температур, при которых осуществляется синтез клиноптилолита в лабораторных условиях, заставляет исследователей допускать повышение щелочности вод, например за счет удаления (или реализации) CO_2 из растворов.

Анализ распределения клиноптилолита в разрезах осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, проведенный Г. Брауном и др. [Brown et al., 1969], А.Халламом, Б.Селлвудом [Hallam, Sellwood, 1970], М. Утада [Utada, 1965, 1970], Р. Мойола [Moiola, 1970], П. Робинсоном [Robinson, 1966], Р. Кноксом [Knox, 1979], показывает, что этот минерал характерен для верхних частей разрезов и,следовательно, является индикатором наименьших температур эпигенетической переработки пород. В рассматриваемых нами случаях (мел–палеоген Русской платформы) максимальные глубины погружения пород глауконитово-кремнистой формации не превышают обычно первых сотен метров. Таким образом, мы можем предположить, что изученные нами породы не претерпели воздействия температур более 10–20°С.

Приведенный обзор позволяет рассматривать аутигенные цеолиты глауконитово-кремнистой формации как продукт низкотемпературного изменения исходного материала. Возможность формирования цеолитов при низких температурах подробно рассмотрена Р. Хеем [Hay, 1966], Э.Э. Сендеровым, Н.И. Хитаровым [1970], Д. Бреком [1976]. Исследования этих авторов позволяют сформулировать общую тенденцию снижения температуры образования цеолитов с увеличением pH (щелочности). Однако возрастание щелочности приводит одновременно к уменьшению отношения Si/Al в растворе, а следовательно, уменьшает вероятность формирования высококремнистых цеолитов (клиноптилолит, морденит). Понижение величины pH, например при воздействии CO_2, способно лишь сместить реакцию в сторону образования монтмориллонита [Сендеров, Хитаров, 1970]. Формирование цеолитов типа клиноптилолита допускается при величинах pH 8,5–9,5 (имеются в виду нормальные температуры и давление), если имеет место пересыщение SiO_2 относительно кварца. При этом клиноптилолит будет находиться в метастабильном равновесии с опалом, кристобалитом и стеклом. Роль вулканического стекла и в особенности щелочного стекла заключается не только в способности этого минерального компонента к быстрому разложению и гидролизу (поставщик избыточного кремнезема), но и в том, что взаимодействие его с поровыми растворами приводит к возрастанию щелочности растворов.

По всей вероятности, в природных объектах приходится иметь дело не с обычной моделью равновесных систем, для которых не только температуры и давления, но и концентрации растворов идентичны во всем объеме. Природные объекты отличаются крайне пестрым распределением в объеме пород компонентов различного химического состава и различной устойчивости. Разложение нестойких минеральных компонентов (стекол) приводит к изначальному обогащению продуктами выщелачивания и гидро-

лиза узких пленочных зон вокруг минеральных частиц и созданию своеобразных геохимических барьеров в микромасштабе, внутри единичных пор. Используя подобную модель, можно объяснить неоднозначные петрографические соотношения клиноптилолита и кристобалита, клиноптилолита и монтмориллонита в опоках. Эти минералы находятся в одной и той же породе как в идиоморфных, так и в ксеноморфных соотношениях друг с другом (табл. XXII, *1, 2*). И если в одном участке иногда и оказывается возможным определить какую-либо последовательность кристаллизации, то в другом участке той же породы эта последовательность может быть обратной.

Таким образом, для породы в целом можно говорить лишь о пределах величины pH и возможных концентраций основных компонентов, существовавших на стадии разложения стекол и реакции продуктов разложения с поровыми водами. Эти пределы определяются равновесными состояниями кремнезем–монтмориллонит, кремнезем–клиноптилолит при температурах и давлениях близких к поверхностным. Роль натрия при этом была невелика, поскольку клиноптилолит опок относится к группе Ca–K-клиноптилолитов. Если учесть, что в таких породах, как опоки, кремнистые глины, сопутствующие им бентониты и цеолитолиты, сохраняется чрезвычайно высокая пористость, а главные аутигенные минералы (кристобалит, цеолиты, монтмориллонит) являются одновременно основными породообразующими минералами, то легко прийти к выводу о том, что формирование аутигенной ассоциации является не процессом выполнения порового пространства, а результатом замены одних минеральных компонентов другими. В качестве главного исходного вещества можно рассматривать вулканическое стекло, тем более что реликты стекол постоянно наблюдаются в опоках, кремнистых глинах, бентонитах.

Состав аутигенных минералов приобретает важнейшее значение и при расшифровке условий формирования других пород, в которых главными породообразующими компонентами являются терригенные минералы, остатки организмов и т.п. В этих случаях аутигенный индикаторный набор, хотя и выступает лишь в виде примеси, тем не менее является резко доминирующей (!) частью аутигенного комплекса минералов и, следовательно, свидетельствует о том, что исходным материалом для его формирования могли служить те же компоненты, что и в опоках и бентонитах, т.е. те же компоненты, которые в ряде случаев составляют главную массу осадков.

Использование парагенеза аутигенных минералов для расшифровки первичного состава осадков или первичной седиментационной добавки к заведомо органогенным или заведомо терригенным породам широко дебатируется в литературе. Не останавливаясь в настоящем разделе на дискуссии об образовании океанических кремней, рассмотрим основные воззрения исследователей на природу минеральной ассоциации, типичной для силицитов глауконитово-кремнистой формации. А. Иидзима и М. Утада [Iijima, Utada, 1966] изучили набор минеральных новообразований в миоценовых цеолитолитах и цеолитсодержащих породах Японии. Сравнивая его с аутигенным набором пепловых туфов, диагностика которых произведена прямыми методами, авторы пришли к заключению, что ассоциация монтмориллонит–кристобалит–клиноптилолит является типичной для пород, образованных по витрокластическим туфам, и может рассматриваться в качестве индикатора преобразованной витрокластики. К аналогичному выводу пришел У. Рейнольдс [Reynolds, 1970], анализировавший аутигенный минеральный набор нижнетретичных отложений Алабамы. Ассоциация пород в данном случае включает глауконитовые пески, порцеланиты (опоки), бентониты и, следовательно, может быть отнесена к глауконитово-кремнистой формации.

А. Халлам и Б. Селлвуд [Hallam, Sellwood, 1970], полемизируя с Г. Брауном и др. [Brown et al., 1969], отмечают, что, хотя в рассматриваемых Брауном меловых и третичных цеолитсодержащих отложениях Южной Англии и не отмечено вулканического стекла, ассоциация цеолит–монтмориллонит–кристобалит столь характерна, что нельзя исключать первоначального присутствия свежего вулканогенного материала в осадках. Здесь мы также имеем дело с формацией, сложенной писчим мелом с кремнями, глауконитовыми песками, бентонитами, опоками. Важнейшую роль вулканических

Таблица 34

Пересчитанный состав цеолитовых фракций, вес. %

Компоненты	Нет аутигенного SiO_2			
	59/70	60/70	180/70	29/72
SiO_2	66,95	66,54	63,89	67,34
Al_2O_3	12,70	12,22	14,24	11,90
CaO	2,39	3,44	3,16	4,05
(MgO)	1,26	1,01	1,75	0,24
K_2O	1,26	1,18	0,85	1,01
Na_2O	0,17	0,15	0,17	0,21
H_2O^+	11,90	11,51	12,24	9,75
H_2O^-	4,73	4,96	5,45	5,73
N	1,494	1,494	,492	1,492
Термостойкость 400° С, 15 ч	–	–	–	–
$\frac{SiO_2 \cdot (Na_2O + K_2O)}{Al_2O_3 \cdot CaO}$	3,39	2,28	1,44	1,90

стекол в образовании цеолитов, монтмориллонита, кристобалита отмечают В.П. Петров [1967а], Э.Э. Сендеров и Н.И. Хитаров [1970].

А.Г. Коссовская [1975] предложила термин "камуфлированная пирокластика" специально для минеральных парагенезов, в которых не отмечается вулканогенных продуктов, но ассоциация минеральных новообразований как бы заменила в породах первоначально присутствовавшие вулканические стекла. Этот термин приобретает особое значение, когда мы имеем дело лишь с аутигенной минеральной добавкой, не определяющей состава пород в целом, но свидетельствующей о седиментационной примеси свежего вулканогенного материала к кластогенным или биогенным породам.

Существенное значение при расшифровке состава исходного материала приобретает парагенез возникающих минералов и особенности структур индикаторных минералов в составе парагенеза.

Изучение генетически различных пород, содержащих цеолиты, и сравнение цеолитов из различных пород показывают, что присутствующие в породах формации цеолиты неидентичны. Наряду с этим отмечается присутствие двух или более типов цеолитов в одной породе. Однако материал, находящийся в нашем распоряжении, и анализ многочисленных литературных данных позволяют сделать вывод об абсолютном доминировании в породах глауконитово-кремнистой формации цеолитов группы гейландита–клиноптилолита.

За последние два десятилетия накоплена довольно обширная литература, посвященная цеолитам гейландитовой группы. Сделаны попытки выделить в пределах этой группы две структурно близкие разновидности – собственно гейландит и клиноптилолит. При этом для выделения клиноптилолита использованы самые разные критерии, но в первую очередь обращено внимание на различия химического состава этих минералов и их свойств (термостойкость). Серьезные работы такого плана были проведены Ф. Мамптоном [Mumpton, 1960], Б. Месоном, Л.Сендом [Mason, Sand, 1960], М. Утада [Utada, 1965], Р. Хеем [Hay, 1966], Д. Болсом [Boles, 1972], С.И. Шуменко [1972], А.Г. Коссовской [1975], Л. Филизовой с соавторами [1975]. Под клиноптилолитом понимается высококремнистая разновидность минералов этого ряда с преобладанием в составе суммы щелочей над кальцием и с высокой термостойкостью, т.е. способная сохранять структуру при длительном нагревании до 400–500° С. Однако, поскольку представители этой группы цеолитов изоструктурны, а химический состав различных исследованных разновидностей варьирует в достаточно широких пределах, до сего

Есть аутигенный SiO_2				
263/72	212/70	247/72	19/72	267/72
66,94	66,61	67,86	69,15	63,90
12,90	9,32	12,20	10,41	12,73
2,26	3,10	0,55	1,23	3,70
1,35	0,53	0,44	0,10	0,36
3,28	1,95	1,53	1,64	3,16
0,11	0,11	0,34	0,22	0,16
8,95	13,30	13,00	10,70	10,35
5,56	5,71	4,52	6,65	6,00
1,484	1,486	1,484	1,486	1,482
+	+	+	+	+
8,00	4,95	21,2	10,5	4,65

времени остается спорным тот рубеж в химическом составе или в уровне термостойкости, который должен отделить различные "гейландиты" от различных "клиноптилолитов". Так, по Б. Месону и Л. Сенду, в клиноптилолитах отношение $Ca/(K + Na) < 1$, такого же мнения придерживаются М. Утада и А.Г. Коссовская. Д. Болс в основу химической классификации положил значение отношения Si/Al. При этом значение отношения $Si/Al > 4$ должно соответствовать клиноптилолитам, а < 4 – гейландитам. Количества же Ca или щелочей использованы этим автором для уточнения названия (Ca-клиноптилолит, K–Na-клиноптилолит, Na-гейландит и т.д.). По данным Д. Болса, ряд гейландитов, богатых кремнием ($Si/Al = 3,5–4$), а также клиноптилолиты, бедные кремнием ($Si/Al = 4–4,5$), обычно не обнаруживают высокой термостойкости, но и не аморфизируются полностью при нагревании до 450° С. Вариации химического состава цеолитов гейландитовой группы, данные по структурному исследованию этих минералов и их термостойкости, проанализированы С.И. Шуменко. Анализ проблемы позволил ему сформулировать следующий вывод "... В свете имеющихся в настоящее время данных четкой границы между клиноптилолитом и гейландитом нельзя провести ни по структурам минералов, ни по химическому составу, ни по термическим свойствам" [Шуменко, 1972, с. 30].

По всей вероятности, этот вывод автора сохраняет свое значение при рассмотрении проблемы "гейландит–клиноптилолит" в целом. Однако если рассматривать не изолированные минералы, выделенные из тех или иных пород, а цеолиты в парагенезе с сопутствующими аутигенными минералами, то можно обнаружить одну важнейшую закономерность. При всем разнообразии химического состава цеолиты, находящиеся в аутигенном парагенезе с минералами свободного кремнезема (опал, кристобалит), обнаруживают высокую термическую устойчивость (табл. 34). Соотношение кремния и алюминия в этих цеолитах может варьировать в широких пределах, равно как и соотношение суммы щелочей и кальция. Показательно, что отношение SiO_2/Al_2O_3 в изученных нами цеолитах практически всегда выше 8, и, следовательно, по существующим классификациям [Mumpton, 1960; Boles, 1972] цеолиты глауконитово-кремнистой формации принадлежат либо собственно клиноптилолитам, либо клиноптилолитам, бедным кремнеземом. Наряду с этим отношение молекулярных количеств $CaO/(K_2O + Na_2O)$ может быть как больше, так и меньше 2, но что самое показательное – даже в некоторых цеолитах, обладающих высокой термостойкостью, это отношение может быть больше двух (обр. 212/70). Однако и в этих параметрах, рассмот-

ренных не изолированно, а в виде единого отношения молекулярных количеств $SiO_2 \cdot (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 \cdot CaO$, вскрывается определенная тенденция связи с термостойкостью. Для цеолитов, находящихся в парагенезе с опалом и кристобалитом (термостойкие цеолиты), указанное отношение не ниже 4. Пересчеты анализов, приводимых Д. Болсом [Boles, 1972], показывают, что в бедных кремнеземом клиноптилолитах, обладающих промежуточной термостойкостью, рассмотренное выше отношение оказывается ниже 4. В то же время для бедного кремнеземом клиноптилолита, обладающего высокой термостойкостью, это отношение около 30.

Наряду с рассмотренным параметром парагенетическая принадлежность цеолитов хорошо коррелируется и с их показателем преломления. Так, все изученные нами цеолиты гейландитовой группы, находящиеся вне аутигенного парагенеза с минералами свободного кремнезема, имеют показатель преломления выше 1,490. М. Утада [Utada, 1965] считает, что для гейландитов $N > 1{,}489$. Анализ данных Д. Болса [Boles, 1972] показывает, что высокой термостойкостью обладают клиноптилолиты с $N < 1{,}487$. В наших случаях цеолиты, находящиеся в парагенезе с минералами кремнезема, обладали показателем преломления не выше 1,486. Д. Брек [1976] приводит для гейландитов значение N не ниже 1,491. Таким образом, можно сформулировать важный вывод о существовании двух принципиально различных типов цеолитов гейландитовой группы. Первая группа, обладающая переменным составом, находится в парагенезе с аутигенными формами свободного кремнезема. Эти цеолиты обладают высокой термостойкостью, имеют показатель преломления не выше 1,487–1,489 и отношение $SiO_2 \cdot (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 \cdot CaO > 4$. Вторая группа цеолитов этого ряда также обладает переменным составом, но не находится в парагенезе с минералами свободного кремнезема. Минералы этой группы обладают низкой или промежуточной термостойкостью и имеют показатель преломления выше 1,487–1,489. До решения вопроса о структурных различиях этих минеральных разновидностей цеолитов нам кажется правомерным именовать первую группу группой клиноптилолита, оставив за второй группой название группы гейландита [Муравьев, Воронин, 1979].

Рассмотрение парагенеза в качестве главного критерия для определения принадлежности цеолита к гейландитам или клиноптилолитам кажется тем более оправданным, что, по данным М. Утада [Utada, 1965], клиноптилолиты также встречены в парагенетической ассоциации с опалом, а гейландиты – вне парагенеза с опалом, хотя М. Утада рассмотрена иная формация – цеолитизированные пепловые туфы. Таким образом, деление цеолитов по признаку их парагенетической ассоциации оказывается справедливым для пород не только глауконитово-кремнистой формации, но и формаций иного типа.

Приведенные данные показывают значимость активного кремнезема, входившего в фонд аутигенного минералообразования. Высокий вклад активного SiO_2, а главное наличие избытка (!) активного SiO_2 приводили к формированию клиноптилолита.

Формирование новых структур

Полное преобразование главной массы исходного вещества и замена его комплексом новообразованных минералов неизбежно сопровождается резким изменением петрографической структуры пород. Структура опок гетерогенна и объединяет элементы кластогенной структуры и структуры, образованной комплексом аутигенных минералов. Перерождение вещества в некотором объеме приводит к практически полной ликвидации первичных минеральных фрагментов и развитию новых кристаллических форм или поликристаллических агрегатов, а также к образованию специфических глобулярных образований (леписфер). В участках доминирования новообразованного монтмориллонита последний образует скопления чешуек, пленок, располагающихся субпараллельно в микролинзах или внутри отдельных блоков. При контакте монтмориллонита с другими элементами пород возникают структуры облекания, в которых пленки монтмориллонита выстилают полости, охватывают обломочные фрагменты

или новообразованные минералы. Таким образом, новые типы структур, возникшие в постседиментационную стадию жизни пород, характеризуются также крайней гетерогенностью и в пределах единой породы меняются от участка к участку (табл. IV, V).

В первичных крупных порах, в полостях радиолярий, а также по микроскопическим стеклянным шарикам развиваются агрегаты наиболее крупных кристалликов цеолитов, и тогда можно говорить о ясно выраженной кристалломорфной структуре (табл. V, *1*). Трещинные полости чаще содержат леписферы, изолированные от других минеральных новообразований. Нередко также и основная масса пород бывает сложена скоплением леписфер (табл. IV, *2*). Эти участки обладают глобулярной структурой и не отличимы от основной структуры массы трепелов.

Для блоков и участков пород, характеризующихся доминированием или значительной примесью кластогенных минеральных частиц, отмечается их удовлетворительная сохранность. Цементирующим материалом кластогенного каркаса пород являются те же минеральные новообразования, что и образующие самостоятельные участки пород. Однако размер единичных фрагментов структур, как аллотигенных, так и аутигенных, бывает идентичен и, следовательно, не позволяет выделять кластогенную структуру с аутигенным цементом. В кластогенной структуре появляются элементы новообразованных кристаллов, охватывающих обломочные зерна, но в то же время образующих идиоморфные выросты в сторону ультрапор. Столь же сложна и конфигурация леписфер. Лишь чешуйчатые массы монтмориллонита и пленочный опал могут рассматриваться как цементирующий материал кластогенной части пород.

Наиболее сложен вопрос о биогенных фрагментах и о структурах, возникающих в приконтактных зонах диатомитов и опок. В зоне смешения двух типов исходного материала появляются опоки с обильным биогенным наполнителем, т.е. опоки, в которых панцири диатомей выступают в роли кластического материала. Будучи склеенными опалом, они не препарируются, и в сколах таких пород лишь сохранившиеся поры вскрывают нетронутую скульптуру панцирей диатомей. В других же участках плоскости сколов секут массу пород в безразличных направлениях, поскольку прочность опаловой массы биогенных частиц и опалового цементирующего материала идентична (табл. VII, *2*).

Верхние слои диатомитов, в которые не проник материал протоопокового ила, сцементированы достаточно прочно и при полевом определении диагностируются как опоки или опоковидные породы. Сколы таких пород позволяют обнаружить отчетливую биоморфную структуру, однако поры или полости внутри панцирей диатомей в таких породах заполнены глобулярными частицами опала и кристобалита (леписферы). Леписферы развиваются также в участках пор, меньших по размерам, чем диаметр леписфер (~2 мкм). В этих участках глобулярные частицы частью своей массы облекают скульптурные детали панцирей диатомей, скрепляют их и обеспечивают достаточно прочную цементацию пород (табл. XVI, *2*).

ЛИТИФИКАЦИЯ КОЛЛОИДНЫХ ГЕЛЕЙ

В этом разделе будут рассмотрены лишь некоторые вопросы, связанные с литификацией истинно коллоидного первичного вещества. Компоненты пород, для которых первичное коллоидное состояние проблематично, здесь не рассматриваются.

Зависимость вторичных минеральных форм SiO_2 от исходного размера гелевых капель

Изменения опала и преобразование минеральных форм SiO_2 во времени детально рассмотрены Ш. Мизутани [Mizutani, 1967, 1970], К. Мурата, Д. Наката [Murata, Nakata, 1974], К. Мурата, Р. Ренделом [Murata, Randell, 1975], В.И. Гречиным [1976], Ю.Н. Сеньковским [1977]. Основное внимание эти исследователи уделили кинетическим аспектам преобразования минеральных модификаций кремнезема. Ш. Мизу-

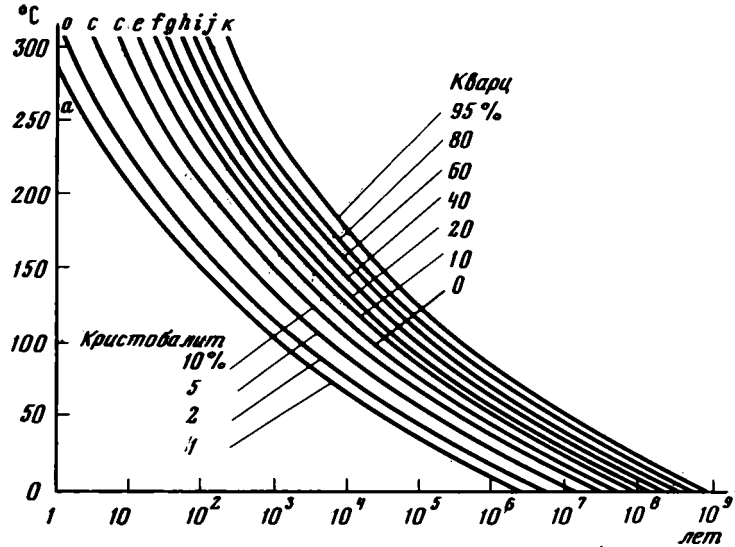


Рис. 57. Зависимость степени постседиментационного изменения опала (превращение в кристобалит и кварц) от времени и температуры [Mizutani, 1967]

тани [Mizutani, 1967] построил специальный график (рис. 57), связывающий полноту трансформации кристаллически неупорядоченных форм SiO_2 в кварц со временем и температурой. Однако исследование природных объектов показало, что график Ш. Мизутани требует существенных корректив. Отражая в общих чертах относительную геологическую стабильность опала и кристобалита и направленность минеральных преобразований SiO_2 во времени, этот график не учитывает литологической природы исходного кремневого вещества, которая в свою очередь влияет на время минералогического преобразования SiO_2 [Murata, Nakata, 1974]. Эффект различной сохранности неупорядоченных минеральных форм SiO_2 в зависимости от литологии вмещающих осадков был отмечен ранее У. Риделом и Е. Абердином [Riedel, Aberdeen, 1957], которые показали, что биогенные кремневые фрагменты лучше сохраняются в осадках, обогащенных пепловым материалом. Вопрос о сохранности (консервативности) минеральных модификаций SiO_2 и влиянии первичной природы кремнезема и литологии вмещающих пород на процессы эпигенетической трансформации SiO_2 детально рассмотрен Ю.Н. Сеньковским [1977]. Им был проанализирован график Ш. Мизутани и показано, что в реальных условиях время образования кварца не строго соответствует расчетным данным Ш. Мизутани и могут иметь место существенные отклонения от расчетных величин.

С несколько иных позиций этот вопрос рассмотрен Р. Гринвудом [Greenwood, 1973], Г. Хитом [Heath, 1973], И. Лансло [Lancelot, 1973], Б.М. Мицюком [1974], С. Калвертом [Calvert, 1974], С. Вайсом, Ф. Уивером [Wise, Weaver, 1974], М. Кастнером и Д. Кеном [Kastner, Keene, 1977]. Не игнорируя вопроса о влиянии времени и температуры на преобразование минеральных модификаций SiO_2, эти авторы обращают внимание на то обстоятельство, что в одновозрастных осадках (океана) встречены кремневые образования, сложенные опалом, неупорядоченным кристобалитом или кварцем (халцедоном). Особое внимание при этом обращается на то, что халцедон (кварц) формируется быстрее в карбонатных осадках, в то время как и в глинах и пеплах чаще встречаются "кристобалитовые кремни". Подмеченная закономерность относится к осадкам древнее миоцена. В плиоценовых карбонатных осадках отмечены "кристобалитовые кремни" [Wise, Weaver, 1974]. Неодинаковая скорость постседиментационной трансформации кремнезема связывается с влиянием "посторонних катионов". По мнению упомянутых исследователей, присутствие больших количеств

свободных катионов в иловых растворах способствовало консервации неупорядоченного кристобалита.

Эта идея была значительно раньше высказана М. Бюргером [Buerger, 1935, 1954], сформулировавшим положение о том, что изоморфное включение посторонних катионов (Ca, Na, Al) в структуру кристобалита делает эту структуру весьма устойчивой при низких температурах и предотвращает ее перестройку в кварц. М. Бюргер показал также, что в зависимости от объема начального изоморфного вхождения посторонних катионов может формироваться либо достаточно стабильный кристобалит, либо также достаточно стабильный тридимит [Buerger, 1954]. Однако при такой постановке вопроса необходимо по меньшей мере иметь структуру неупорядоченного кристобалита или тридимита, т.е. необходимо допущение, что первично сформированные частицы или агрегатные массы неупорядоченного кристобалита возникли из раствора или гелевых капель SiO_2. Если же рассматривать не исходно гелевое состояние кремнезема, участвующего в процессе седиментации, а литифицированные частицы опала, то концепция М. Бюргера не может быть применена. Формирование относительно стабильного кристобалита (тридимита) предусматривает статистически равномерное замещение Si на Al в тетраэдрах и одновременно предусматривает вхождение в полости открытой структуры (кристобалита, тридимита) катионов (Ca, K, Na...), компенсирующих избыточный отрицательный заряд такой структуры. Следовательно, формирование структуры кристобалита (тридимита) возможно из истинных растворов или из гелевых капель SiO_2 весьма малого размера, поскольку возрастание размера гелевой капли создает предпосылки к блокированию внешней зоны гелевой капли сорбированными катионами и предотвращению дальнейшего проникновения катионов внутрь гелевой капли.

Вопрос о конечных размерах гелевых частиц SiO_2, еще не препятствующих проникновению и статистически равномерному распределению посторонних катионов внутри массы частицы, достаточно сложен. По всей вероятности, такие размеры лимитируются как исходным составом геля, так и физико-химическими параметрами окружающей среды. Если учесть, что гель SiO_2 содержит около 95% воды и может обезвоживаться даже под слоем воды, то нетрудно прийти к выводу, что образование леписфер может быть теснейшим образом связано с синерезисом гелевых капель кремнезема. Наряду с этим в нашем распоряжении имеются данные о конечных размерах глобулярных телец SiO_2, слагающих трепелы, опоки, а также образующих структуру благородных опалов. В трепелах они выражаются величинами от 3–5 до 10–15 мкм, в опоках – более постоянны и составляют 2–3 мкм. В строении благородных опалов участвуют шаровидные частицы размером около 0,25 мкм [Балакирев и др., 1971]. Наряду с этим глобулярные частицы благородных опалов не обрамлены ребристыми оторочками кристаллов неупорядоченного кристобалита и, следовательно, не являются "леписферами", как в опоках и трепелах.

По мнению исследователей, изучавших благородные опалы [Hiern, 1965; Darragh et al., 1976], их образование происходило в слабокислых условиях. Для интерстиционных вод протоопокового ила можно предполагать величины pH в пределах 7–8. Обособление глобулярных частиц трепелов происходило в седиментогенезе ($pH \approx 8$), но диспергация коагулята кремневого коллоида могла быть связана не только с физико-химическими параметрами среды, но и с гидродинамикой. Приведенные данные показывают, тем не менее, тенденцию возрастания размеров обосабливающихся глобулярных частиц геля кремнезема с увеличением pH. Наряду с этим наименьшие глобулярные частицы (благородный опал) построены из рентгеноаморфного опала, в то время как увеличение размера гелевых капель сопровождается появлением в их составе неупорядоченного кристобалита.

Как уже отмечалось, при рассмотрении кремней колломорфные сгустки кремнезема в меловых породах крупнее 1–3 мм образованы халцедоном, в то время как обособленные капли и глобулярные частицы меньших размеров в той же породе и даже в пределах одного поля зрения в шлифе сложены люссатитом. Перечисленные пределы

размеров обособленных частиц геля кремнезема характеризуют меловые и палеогеновые породы Русской платформы. Для этого возрастного интервала в равной мере устойчивы самые разнообразные минеральные модификации SiO_2 колломорфной природы от рентгеноаморфного опала до халцедона. Для этого же возрастного интервала чрезвычайно показательно широкое развитие опаловых, кристобалитовых и халцедоновых силицитов и в океанических осадках. Таким образом, в условиях континентальных платформ и в толще океанических осадков оказываются стабильными самые разнообразные минеральные формы SiO_2 – от опала до кварца. Более того, как в континентальных, так и в океанических осадках присутствуют обособленные частицы микронных размеров (леписферы), сложенные неупорядоченным кристобалитом, и достаточно крупные монолитные желваковые или пластовые образования халцедона. Последние не обязательно приурочены к карбонатным отложениям. Так, в трепельной толще сеномана Приднестровья и в эоценовых трепелах Днепрово-Донецкой впадины присутствуют желваковые халцедоновые кремни вне связи с карбонатными породами.

Затронутый в настоящем разделе вопрос не исключает из рассмотрения влияния температуры и времени на минеральную перестройку различных модификаций кремнезема. Однако породы интересующей нас формации локализуются в возрастном интервале, для которого показательно распространение широкого спектра минеральных модификаций SiO_2, и нам представляется рациональным обратить внимание на связь конечных размеров обособленных капель кремневого геля с временем их литификации, вероятностью захвата посторонних катионов, вероятностью формирования того или иного минерального вида и, в конечном счете, с пределами геологической стабильности первичных минеральных форм, возникающих при литификации.

Формирование структур в присутствии наполнителя

Как уже было показано в предыдущей главе, колломорфные халцедоновые тела лишь в отдельных случаях имеют четкие ограничения на контакте с вмещающими породами. Подобные четкие линейные разделы фаз отмечены в ряде мест в кровле пластовых халцедонолитов. Поверхность желваков халцедона в толщах мела или трепелов, равно как и подошвенные зоны пластовых халцедонолитов, обладают некоторой переменной по мощности зоной перехода, внутри которой можно проследить плавную смену монолитного халцедона на лишенную халцедона вмещающую (контактирующую) породу. При этом ближайшие к монолитному халцедону участки представляют собой в основном халцедонолит с "наполнителем" из фрагментов вмещающих пород, далее обнаруживается постепенное нарастание доли наполнителя, а халцедон присутствует в виде затеков, оторванных капель и гнезд в массе вмещающей породы. Внешняя часть зоны перехода представлена уже компонентами вмещающей породы, сцементированными агрегатно построенным кристобалитом. Выделения неупорядоченного кристобалита в форме изолированных леписфер, крустификационных каемок, натеков прослеживаются во всей переходной зоне во все возрастающем количестве от тела монолитного халцедона к периферии.

Таким образом, всю зону перехода можно рассматривать как область литификации кремневого геля, разбавленного в различной степени примесью посторонних фрагментов (наполнитель). В данном случае инородные частицы играют роль некоего сита, разобщающего, фрагментирующего гель и тем самым создающего предпосылки к литификации уже новой фазы – не гомогенной массы геля, а дисперсной массы гелевых капель различного размера. Наряду с этим имеет место и взаимодействие геля, проникающего в пористую среду, с минеральными компонентами наполнителя. Непосредственные контакты халцедона (бывшего геля) с карбонатными фрагментами породы приводят к частичному или полному их замещению. Крупные створки раковин останавливают фронт проникновения халцедона, при этом в контактной зоне можно наблюдать систему трубчатых образований (стенок каналов), пронизывающих створ-

ку, не растворенных и не замещенных халцедоном. Частичное замещение халцедоном раковинного детрита на границе раздела фаз халцедон–кристобалит отмечено С. Вайсом и Ф. Уивером [Wise, Weaver, 1974]. Механизм замещения карбоната кальция халцедоном рассмотрен в работах П. Бурман, Л. Пляс [Buurman, Plass, 1971], Лансло [Lancelot, 1973]. По расчетам П. Бурмана и Л. Пляса, такое замещение может иметь место при избыточной концентрации CO_2 с вероятным формированием на фронте замещения промежуточных метастабильных основных силикатов Ca типа тоберморита. В качестве активного реагента при этом рассматривается истинный раствор H_4SiO_4.

Таким образом, существование активного истинного раствора кремнекислоты в осадках наиболее вероятно в присутствии геля SiO_2 и недосыщенного кремнеземом окружающего раствора. На сочетание этих факторов обращали внимание Х. Хардер и В. Флемминг [Harder, Flehming, 1970]. Гель кремнезема в данном случае как бы играет роль активного поставщика новых порций кремнезема в раствор, поддерживая при этом максимально высокие концентрации растворенного SiO_2 на фронте соприкосновения гель–среда. Близкими по типу формирования вторичных форм свободного кремнезема представляются процессы цементации песчаников (внутри сплошных песчаных толщ). В этих случаях гель SiO_2 практически не скапливается в виде обособленных капель на дне водоема, а проникает в пористую массу песчаного осадка и консервирует некоторую плоскую зону придонных песков. Песчаная часть осадка выступает здесь как наполнитель. Дальнейшая судьба кремневого геля, пропитывающего песчаный осадок, связана с разовым темпом поступления SiO_2, с присутствием глинистой (дисперсной) примеси, а следовательно, с суммарной площадью поверхности облекаемых частиц, с темпом седиментации и гидродинамикой среды, а следовательно, с возможностью нарушения сплошности пропитанного гелем SiO_2 осадка. Уменьшение суммарной активной поверхности наполнителя и снижение темпа подтока SiO_2 должно стимулировать формирование халцедона и кварца (в остаточных порах); напротив, присутствие мелкой дисперсной фазы и увеличение активной поверхности наполнителя приводят к разрушению сплошности геля, созданию одновременно максимального числа центров кристаллизации и появлению люссатита. Гомогенный опал может возникать при избытке коллоидной фазы SiO_2 и создании первичной пудинговой структуры, т.е. при возможности свободной усадки смешанной фазы осадок–гель.

Формирование халцедона

Если исходить из предпосылки первично коллоидного состояния халцедонолитов глауконитово-кремнистой формации, то можно в порядке обсуждения предложить схему формирования текстурно-структурных особенностей наблюдаемых природных объектов.

Брекчиевидная текстура (макроструктура) кремневых пластов (Гринчук) представляется нам результатом растрескивания полузастывшего геля, находившегося на стадии "ломкого студня", т.е. на стадии еще не сформированного халцедонолита. При этом первичная масса "ломкого студня" при его растрескивании цементировалась более поздними массами еще текущего ("сметанообразного") геля. Обеднение более поздних порций геля $C_{орг}$ может быть связано с тем, что массовое излияние в бассейн термальных вод, богатых SiO_2, резко нарушало экологическую обстановку определенной зоны бассейна и приводило к массовой гибели живых организмов, а зона кремневого геленакопления оказывалась как бы "мертвой" зоной. Запечатанные в первом слое кремневого геля массы органики определили более интенсивный черный цвет нижнего слоя кремня и повышенное содержание в нем $C_{орг}$.

Литификация кремневого пласта и формирование его современного минерального состава оказывались растянутыми во времени и охватывали значительно бо́льшие (уже геологические) его отрезки. Помимо этого, процесс старения геля сопровож-

размеров обособленных частиц геля кремнезема характеризуют меловые и палеогеновые породы Русской платформы. Для этого возрастного интервала в равной мере устойчивы самые разнообразные минеральные модификации SiO_2 колломорфной природы от рентгеноаморфного опала до халцедона. Для этого же возрастного интервала чрезвычайно показательно широкое развитие опаловых, кристобалитовых и халцедоновых силицитов и в океанических осадках. Таким образом, в условиях континентальных платформ и в толще океанических осадков оказываются стабильными самые разнообразные минеральные формы SiO_2 – от опала до кварца. Более того, как в континентальных, так и в океанических осадках присутствуют обособленные частицы микронных размеров (леписферы), сложенные неупорядоченным кристобалитом, и достаточно крупные монолитные желваковые или пластовые образования халцедона. Последние не обязательно приурочены к карбонатным отложениям. Так, в трепельной толще сеномана Приднестровья и в эоценовых трепелах Днепрово-Донецкой впадины присутствуют желваковые халцедоновые кремни вне связи с карбонатными породами.

Затронутый в настоящем разделе вопрос не исключает из рассмотрения влияния температуры и времени на минеральную перестройку различных модификаций кремнезема. Однако породы интересующей нас формации локализуются в возрастном интервале, для которого показательно распространение широкого спектра минеральных модификаций SiO_2, и нам представляется рациональным обратить внимание на связь конечных размеров обособленных капель кремневого геля с временем их литификации, вероятностью захвата посторонних катионов, вероятностью формирования того или иного минерального вида и, в конечном счете, с пределами геологической стабильности первичных минеральных форм, возникающих при литификации.

Формирование структур в присутствии наполнителя

Как уже было показано в предыдущей главе, колломорфные халцедоновые тела лишь в отдельных случаях имеют четкие ограничения на контакте с вмещающими породами. Подобные четкие линейные разделы фаз отмечены в ряде мест в кровле пластовых халцедонолитов. Поверхность желваков халцедона в толщах мела или трепелов, равно как и подошвенные зоны пластовых халцедонолитов, обладают некоторой переменной по мощности зоной перехода, внутри которой можно проследить плавную смену монолитного халцедона на лишенную халцедона вмещающую (контактирующую) породу. При этом ближайшие к монолитному халцедону участки представляют собой в основном халцедонолит с "наполнителем" из фрагментов вмещающих пород, далее обнаруживается постепенное нарастание доли наполнителя, а халцедон присутствует в виде затеков, оторванных капель и гнезд в массе вмещающей породы. Внешняя часть зоны перехода представлена уже компонентами вмещающей породы, сцементированными агрегатно построенным кристобалитом. Выделения неупорядоченного кристобалита в форме изолированных леписфер, крустификационных каемок, натеков прослеживаются во всей переходной зоне во все возрастающем количестве от тела монолитного халцедона к периферии.

Таким образом, всю зону перехода можно рассматривать как область литификации кремневого геля, разбавленного в различной степени примесью посторонних фрагментов (наполнитель). В данном случае инородные частицы играют роль некоего сита, разобщающего, фрагментирующего гель и тем самым создающего предпосылки к литификации уже новой фазы – не гомогенной массы геля, а дисперсной массы гелевых капель различного размера. Наряду с этим имеет место и взаимодействие геля, проникающего в пористую среду, с минеральными компонентами наполнителя. Непосредственные контакты халцедона (бывшего геля) с карбонатными фрагментами породы приводят к частичному или полному их замещению. Крупные створки раковин останавливают фронт проникновения халцедона, при этом в контактной зоне можно наблюдать систему трубчатых образований (стенок каналов), пронизывающих створ-

ку, не растворенных и не замещенных халцедоном. Частичное замещение халцедоном раковинного детрита на границе раздела фаз халцедон–кристобалит отмечено С. Вайсом и Ф. Уивером [Wise, Weaver, 1974]. Механизм замещения карбоната кальция халцедоном рассмотрен в работах П. Бурман, Л. Пляс [Buurman, Plass, 1971], Лансло [Lancelot, 1973]. По расчетам П. Бурмана и Л. Пляса, такое замещение может иметь место при избыточной концентрации CO_2 с вероятным формированием на фронте замещения промежуточных метастабильных основных силикатов Ca типа тоберморита. В качестве активного реагента при этом рассматривается истинный раствор H_4SiO_4.

Таким образом, существование активного истинного раствора кремнекислоты в осадках наиболее вероятно в присутствии геля SiO_2 и недосыщенного кремнеземом окружающего раствора. На сочетание этих факторов обращали внимание Х. Хардер и В. Флемминг [Harder, Flehming, 1970]. Гель кремнезема в данном случае как бы играет роль активного поставщика новых порций кремнезема в раствор, поддерживая при этом максимально высокие концентрации растворенного SiO_2 на фронте соприкосновения гель–среда. Близкими по типу формирования вторичных форм свободного кремнезема представляются процессы цементации песчаников (внутри сплошных песчаных толщ). В этих случаях гель SiO_2 практически не скапливается в виде обособленных капель на дне водоема, а проникает в пористую массу песчаного осадка и консервирует некоторую плоскую зону придонных песков. Песчаная часть осадка выступает здесь как наполнитель. Дальнейшая судьба кремневого геля, пропитывающего песчаный осадок, связана с разовым темпом поступления SiO_2, с присутствием глинистой (дисперсной) примеси, а следовательно, с суммарной площадью поверхности облекаемых частиц, с темпом седиментации и гидродинамикой среды, а следовательно, с возможностью нарушения сплощности пропитанного гелем SiO_2 осадка. Уменьшение суммарной активной поверхности наполнителя и снижение темпа подтока SiO_2 должно стимулировать формирование халцедона и кварца (в остаточных порах); напротив, присутствие мелкой дисперсной фазы и увеличение активной поверхности наполнителя приводят к разрушению сплошности геля, созданию одновременно максимального числа центров кристаллизации и появлению люссатита. Гомогенный опал может возникать при избытке коллоидной фазы SiO_2 и создании первичной пудинговой структуры, т.е. при возможности свободной усадки смешанной фазы осадок–гель.

Формирование халцедона

Если исходить из предпосылки первично коллоидного состояния халцедонолитов глауконитово-кремнистой формации, то можно в порядке обсуждения предложить схему формирования текстурно-структурных особенностей наблюдаемых природных объектов.

Брекчиевидная текстура (макроструктура) кремневых пластов (Гринчук) представляется нам результатом растрескивания полузастывшего геля, находившегося на стадии "ломкого студня", т.е. на стадии еще не сформированного халцедонолита. При этом первичная масса "ломкого студня" при его растрескивании цементировалась более поздними массами еще текущего ("сметанообразного") геля. Обеднение более поздних порций геля $C_{орг}$ может быть связано с тем, что массовое излияние в бассейн термальных вод, богатых SiO_2, резко нарушало экологическую обстановку определенной зоны бассейна и приводило к массовой гибели живых организмов, а зона кремневого геленакопления оказывалась как бы "мертвой" зоной. Запечатанные в первом слое кремневого геля массы органики определили более интенсивный черный цвет нижнего слоя кремня и повышенное содержание в нем $C_{орг}$.

Литификация кремневого пласта и формирование его современного минерального состава оказывались растянутыми во времени и охватывали значительно бóльшие (уже геологические) его отрезки. Помимо этого, процесс старения геля сопровож-

дался все возрастающей нагрузкой перекрывающих слой геля осадков. Медленное старение кремневого геля и растянутое во времени обезвоживание его массы может вызвать при этом максимальные тангенциальные усилия в приповерхностном участке каждого обособленного блока или изолированного сгустка, претендующего трансформироваться в лучистый агрегат халцедона с единым центром. Рис. 58 иллюстрирует лишь тенденцию образования некоторой потенциальной полости внутри гелевой массы будущего агрегата при ее контракционном сжатии. Однако именно существование подобной потенциальной трещинной полости или зоны растяжения позволяет с наибольшей вероятностью реализоваться в ее объеме новообразованной кристаллической фазе. При этом образование кристаллической фазы во времени соизмеримо

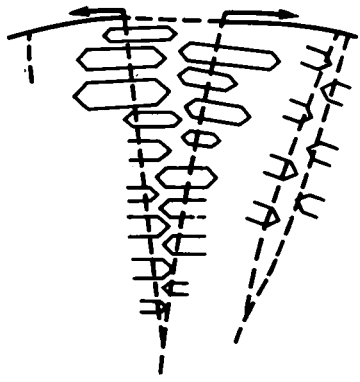


Рис. 58. Схема роста кристалликов кварца в зоне растяжения литифицирующейся гелевой капли (в потенциальной трещине)

с темпом контракционного сжатия геля и, как правило, сопровождается образованием замкнутых микропустот. Однако сама по себе тенденция образования потенциальных контракционных трещин зон растяжения должна привести к эффекту заполнения этих зон ориентированными субмикроскопическими кристалликами кварца, в которых ориентировка единичной оси должна быть направлена в сторону потенциальной пустоты (зона растяжения), поскольку именно в направлении этой оси скорость роста кристаллов максимальна.

Описанный механизм представляется наиболее вероятным при объяснении ориентировки субмикроскопических кристаллических индивидов, слагающих халцедоновые образования. Наблюдаемые волокна (потенциальные трещины) ориентированы перпендикулярно к периферической поверхности капли, натека или обособленного блока внутри массы геля, направление этих волокон соответствует направлению зон растяжения, а ориентировка субмикроскопических кристаллов имеет направление, параллельное действию растягивающих сил. Реальная же усадка капли (натека) при этом происходит в перпендикулярном направлении, т.е. в направлении лучей. Скульптура поверхности скола халцедоновых сферолитов (табл. XIII) свидетельствует о том, что сами лучи неидентичны в направлениях, перпендикулярных оси удлинения луча, они имеют, скорее, вид кулисообразно наложенных пластин, что в свою очередь согласуется со скульптурой поверхности сферолитового агрегата.

Влияние напряжений, возникающих при сжатии обезвоживающейся гелевой массы, на ориентацию микротрещин и новообразованных кристалликов кварца в халцедоне специально рассматривал Ф. Лавес [Laves, 1939]. Им отмечено возникновение микротрещин, расположенных вдоль оси удлинения волокна. Таким образом, находит подтверждение вывод о существовании зон растяжения в "стареющей" гелевой массе. Наряду с этим получает объяснение и пластинчатый (не нитевидный) характер "лучей" в сферолитовом агрегате халцедона.

ИЗМЕНЕНИЕ ПРОДУКТОВ ГИДРОЛИЗА

Продукты гидролиза возникают при взаимодействии термальных концентрированных растворов с поверхностными водами в связи с резкими перепадами температур, дегазацией выходящих на поверхность растворов, изменениями pH и т.д. Кроме того, продукты гидролиза возникают при разрушении нестойких минеральных компонентов (стекла, пироксены, основные плагиоклазы) в верхних зонах геосферы. Суммарный вклад продуктов гидролиза в балансе осадкообразования может широко варьировать во времени и часто может быть учтен лишь качественно. Однако общая тенденция возрастания или убывания масс этого вещества теснейшим образом связана с главным фактором – появлением в бассейне седиментации и в сопредельных районах дренируемой суши свежего вулканогенного материала, легко разрушаемого поверхностными агентами, появлением глубинных термальных вод, насыщенных легко гидролизуемыми компонентами, интенсификацией процессов выветривания, которая в свою очередь связана с концентрацией CO_2, HCl, H_2SO_4, HNO_3 в метеорных водах. Таким образом, любая активизация эндогенного процесса, проявленная в эксплозивном вулканизме, в появлении термальных источников, в увеличении притока вулканических газов и т.п., должна резко увеличить долю гидролизатов в балансе вещества синхронных осадков.

Консервация гидратов окиси железа

Реализация гидратов окислов железа в процессе аутигенного минералообразования рассматриваемой формации происходит достаточно полно. Однако сохранность значительных исходных масс гидроокислов Fe в осадках может иметь место при их быстрой консервации и изоляции от водной среды. Примером такой быстрой консервации продуктов гидролиза служат изолированные камеры в пластовых кремнях (Гринчук). В нижнем ярусе таких камер повсеместно присутствует железная охра. Гидроокислы железа, выполняющие пустоты желваковых кремней, отмечены в полосе развития альб-сеноманских приднестровских кремней, в кремнях, включенных в толщи писчего мела (Кременец, Здолбунов, Изюм, Малорита, Гродно). Примесь фрагментов вмещающей породы в продуктах гидролиза Fe различна. Могут присутствовать закатанные в гелевую каплю кусочки писчего мела, лишь слабо пигментированные гидроокислами железа; отдельные камеры выполнены почти целиком железистой охрой. На внешних контактах кремневых желваков отмечаются присыпки глауконита. Внутри монолитной массы халцедона удается различить мельчайшие кубические кристаллики пирита, гексагональные пластинки гематита или сферолиты сидерита. Глауконит также встречается в массе халцедона, но, как правило, в совокупности с обломочными зернами. Это дает основание считать, что включение глауконита произошло еще в перемещающуюся по дну гелевую каплю одновременно с другими составными элементами обломочной породы. Таким образом, сохранность и направленность переработки гидроокислов железа различна в различных участках осадка. В приповерхностной зоне в динамичном слое илов отмечается повсеместное развитие глауконита; в пустотах и камерах внутри халцедоновых тел (желваков) максимальна вероятность сохранения окисных форм железа; в теле халцедона присутствует широкий комплекс новообразований, включающий безводные окислы, карбонаты и сульфиды железа.

Темп седиментации гидроокислов железа, а следовательно, относительная скорость поступления продуктов гидролиза железа также оказывают весьма существенное влияние на вероятность захоронения и сохранности в геологическом времени гидроокислов железа. Но, пожалуй, главная причина, способствовавшая захоронению и литификации гидроокислов железа, заключалась в конкретной фациальной обстановке их накопления [Страхов, 1974а, б]. Можно предположить, что возможность литификации и захоронения гидроокислов железа или геля $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ реализовалась в мелких пресноводных бассейнах (Хоперские руды), а поступление того же материала (гель $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) в морской бассейн приводило к быстрому выносу дисперсного материала в

удаленные от берега зоны шельфа и смешению его с пелитовым и органическим материалом. Непосредственный контакт столь геохимически контрастных компонентов, как гидроокислы железа и обогащенные органическим материалом илы, по-видимому, является главным фактором седиментационно-диагенетической переработки гидроокислов железа в глауконит.

Глауконит

Массы глауконитовых зерен, как и массы пелитоморфного глауконитового вещества, существенно неоднородны по составу. Присутствие наряду с собственно глауконитом (железистой диоктаэдрической слюдой модификации IM) монтмориллонита и смешанослойных образований типа глауконит–монтмориллонит заставляет при рассмотрении вопросов глауконитообразования "подразумевать" одновременное образование бо́льших или меньших количеств монтмориллонита (и смешанослойных минеральных видов). В связи с этим и интерпретация "глауконитовых фаций" не может производиться лишь в узком плане собственно глауконитообразования. Непременное присутствие монтмориллонитового компонента и увеличение доли его во времени может свидетельствовать лишь о специфике соответствующей фации, являющейся как бы крайним экстремальным членом ряда фаций монтмориллонитообразования. Роль Al^{VI} при этом играет $(Fe^{+3})^{VI}$. Высокая доля участия Fe^{+3} в постройке глауконита предопределяет наложение резких избытков реакционноспособного железа на комплекс исходных компонентов, необходимых для монтмориллонитообразования. Применительно к рассматриваемой формации можно предположить участие в процессе глауконитообразования скоагулированных продуктов гидролиза в форме геля SiO_2, гидроокислов железа (и алюминия). В свою очередь возрастание во времени доли монтмориллонитового компонента может являться свидетелем несколько более устойчивого "источника" Si и Al, поставка которых в фонд аутигенного минералообразования сильно растянута во времени, в то время как главные массы железа (тонкодисперсные продукты гидролиза) реализуются в начальные стадии процесса.

Если, исходя из этих предпосылок, рассмотреть такую пару исходных компонентов, как смесь гелей кремнезема и продуктов гидролиза Fe и Al, с одной стороны, и стекол и обломков нестойких силикатов, с другой, то ход их последовательной трансформации представляется достаточно правомерным. В этом случае на седиментационно-диагенетической стадии минералообразования расходуются главная масса коллоидно-дисперсных продуктов гидролиза и часть продуктов разложения витрокластического материала (или нестойкого кристаллического вещества), а на стадии постседиментационного преобразования осадка в процессе аутигенного минералообразования вовлекаются лишь остатки нереализованного железа (во все более убывающем количестве), в то время как пополнение резерва Si и Al за счет разрушения нестойких силикатов сохраняется на более высоком уровне. Разнообразие исходного материала, трансформирующегося в глауконит (включая и коллоид), убедительно показано Н.А. Лисицыной с соавторами [1974], И. Валетон, А. Абдул-Раззаком [Valeton, Abdul-Razzak, 1973]. Гелевая природа протовещества глауконита предполагается А. Айзенаком [Eisenack, 1978] и Е. Колером [Kohler, 1977]. Гель протоглауконита обнаружен М.И. Липкиной [1980]. Вывод о гидротермальном подтоке исходного вещества для образования глауконита сделан В.Д. Шутовым с соавторами (устное сообщение).

Такая интерпретация процесса глауконитообразования кажется нам тем более вероятной, что наиболее поздние аутигенные образования, выполняющие остаточные пустоты и внутренние зоны порового пространства глауконитовых пород, заняты уже минеральными продуктами, полностью лишенными железа (цеолиты, различные модификации аутигенного кремнезема).

ИЗМЕНЕНИЕ БИОГЕННЫХ ФРАГМЕНТОВ

Биогенные породы глауконитово-кремнистой формации изменены в минимальной степени. Наиболее широко распространены биогенные карбонатные породы (писчий мел, мергели) и биогенные силициты (диатомиты, спикуловые породы). Радиоляритов нами практически не встречено, хотя примесь фрагментов радиолярий может быть и существенной. О.П. Каптаренко-Черноусова [1951] указывает на находки собственно радиоляритов в отложениях киевской свиты.

В незначительных количествах в породах встречены остатки костного фосфата, чешуя рыб, окремнелая древесина, но эти образования не являются главными породообразующими компонентами, а рассеяны в массе других пород.

Изменение карбонатного материала

Главенствующей карбонатной породой рассматриваемой формации являются мел и мелоподобные мергели, сложенные остатками кокколитов. Карбонатные раковины и фрагменты моллюсков бывают рассеяны в массе мела, часто раздавлены, но практически не перекристаллизованы. Лишь в погруженных областях (Прикаспийская впадина) отмечается начавшаяся перекристаллизация раковин, сопровождающаяся образованием мелкокристаллических известняков в прилегающих участках кокколитового мела.

Частичное растворение и переотложение карбоната с цементацией мела и превращение его в плотный известняк отмечены в стенках карстовых воронок. В обнажениях тогда наблюдаются шаровидные и грушевидные утолщения, повторяющие контуры карстовой воронки и блокирующей ее стенки. Одновременно с переотложением карбонатов кальция в цементации мела здесь принимают участие гидроокислы железа, вмытые и вторичные глинистые минералы. Явления подобного рода весьма ярко проявляются в карьере Кортояк (устье р. Тихая Сосна). Известняковые корки на стенках карстовых воронок лишь незначительно загрязнены примесью некарбонатного материала. Количество нерастворимого остатка в них возрастает на 1–1,5%, но структура бывшего мела изменяется существенно (табл. XVIII, *2, 3*). Неизмененные формы кокколитов и определяемая ими биоморфная структура уступают место микрозернистому кальцитовому поликристаллиту.

Заметные изменения вещества мела и его структуры наблюдаются при окремнении. Контакт биогенного дисперсного карбонатного вещества с кремневым гелем и растворами ортокремневой кислоты приводит к полному замещению карбонатного материала новообразованной фазой (обычно халцедон). При этом замещаются не только мельчайшие фрагменты первично карбонатного состава, но и более крупные элементы (обломочки раковин). Микроскопическое изучение приконтактных зон мела и халцедоновых желваков или пластовых кремневых тел позволяет обнаружить следы фораминифер и контуры стенок раковин, хотя вся масса их полностью замещена халцедоном. В теле халцедоновых кремней и пластовых халцедоновых образований также удается наблюдать следы карбонатных биогенных фрагментов, полностью замещенных халцедоном.

В теле опок карбонатные фрагменты обнаруживают достаточно хорошую сохранность (табл. VIII). Слабая карбонатность опок практически всегда оказывается связанной с наличием биогенных карбонатных фрагментов. Использование микрозонда и качественное определение состава кокколитов в опоках позволило установить, что во всех случаях фрагменты кокколитов сложены карбонатом кальция и, следовательно, замещение их кремнеземом (опал или кристобалит) с сохранением первичных форм не находит подтверждения.

Продукты раскристаллизации изначально литифицированного (биогенного) опала могут быть представлены различными кристаллическими модификациями SiO_2, что связано с появлением скелетных форм кристаллов, кристаллических дендритов внутри массы опала, в первую очередь в зонах напряжений, в ультратрещинах, возникающих при обезвоживании и сокращении объема первичного опала. В этом плане оценка минимальных количеств воды в рентгеноаморфных опалах (10%), данная А.В. Винчеллом и Г. Винчеллом [1953], кажется несколько завышенной.

Так, диатомовый опал, содержащий 5–6% H_2O, еще не обнаруживает новообразованной кристаллической фазы. По-видимому, размеры частиц во многом предопределяют "неизбежность" раскристаллизации опала, а толчком к началу этого процесса является напряженное состояние опала, связанное с потерей воды, но оно в свою очередь зависит от размеров твердой опаловой частицы. Как бы подтверждением этому является двоякая природа глобулярного кремнезема (трепельные частицы). Их конечные размеры (2–20 мкм) на один-два порядка превышают размеры стенок панцирей диатомей.

В составе трепельных глобулярных частиц присутствует до 4,5–5,5% воды, но полностью рентгеноаморфных форм встречено не было. Трепельные частицы состоят из опала (ядро) и неупорядоченного кристаллита кристобалит-тридимитовой природы (внешняя зона). Таким образом, собственно опал (ядро) трепельных глобулей должен содержать даже большие количества воды, чем аморфный диатомовый опал. Подобные сравнения, конечно, имеют основания лишь при рассмотрении единых геологических объектов, т. е. объектов, не подвергавшихся разным воздействиям при диагенезе и эпигенезе.

Степень изменения опала во времени и замещение его другими минеральными формами кремнезема отражены на рис. 59.

Изменений биогенных кремнистых фрагментов в палеогеновых диатомитах практически не обнаруживается. Отсутствует вторичная цементация, не наблюдается следов растворения. Диспергация диатомитов в лабораторных условиях происходит быстро и полностью при минимальных воздействиях (встряхивание в воде, кипячение без растирания или обработки кислотами или щелочами). Окремнение диатомитов отмечается лишь в приконтактных участках с опоками и бентонитами, но и в этом случае вторичная цементация не сопровождается растворением панцирей диатомей. Вторичный опал играет роль лишь "склеивающего" материала, а неупорядоченный кристобалит крустифицирует органогенные кремневые фрагменты (табл. XVI, *2*). Высокую устойчивость литифицированных опаловых фрагментов в осадочных породах отмечали Ш. Мизутани [Mizutani, 1967] и С. Калверт [Calvert, 1974, 1977]. Расчеты Ш. Мизутани показывают, что опал может сохраняться миллионы лет практически без изменений его минеральной природы (см. рис. 57). С. Калверт также считает природу опала достаточно консервативной, он показывает, что для твердофазного превращения опал – кристобалит требуется затрата энергии 22 ккал/моль.

Кристаллизация кремневого геля с образованием халцедона распространяется на всю массу опаловых фрагментов, включавшуюся в гель. В этом случае остатки диатомей оказываются органически включенными в массу халцедона и узнаются в шлифах лишь по едва заметным первичным контурам.

В теле опок панцири диатомей и раковины радиолярий имеют прекрасную сохранность. Затруднения, связанные с их выделением из опок, обусловлены высокой прочностью массы породы в целом, легким механическим разрушением тонких скульптурных форм и отсутствием возможности селективного растворения каркаса породы (опаловый цемент).

Существенно отличается устойчивость многоводного опала спикул губок. Хотя сохранность их форм и сохранность типа опала, их слагающего, достаточно высока, можно заметить резкую разницу устойчивости спонгиевого опала в сравнении с опалом диа-

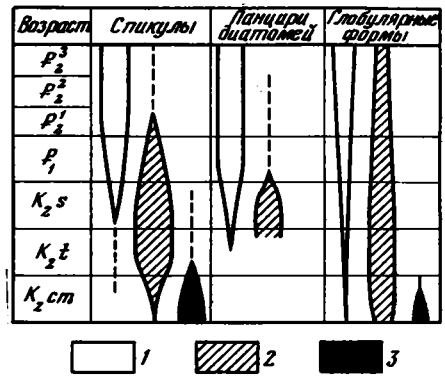


Рис. 59. Изменение различных форм опала—А во времени

1 — опал—А; *2* — опал—СТ; *3* — халцедон (кварц)

томей, радиолярий и опалом глобулярных (трепельных) частиц. Как в палеогеновых, так и в меловых опоках спикулы весьма часто замещаются системой глобулярных телец, построенных таким же образом, как трепельные частицы. При этом сохраняется лишь общий облик спикулы, тело же ее как бы "сморщивается" и покрывается системой ребристых образований кристобалита (табл. VII, *1*). Процесс такого перерождения, идущего по схеме многоводный опал — маловодный опал — кристобалит, должен сопровождаться потерей около 15% объема. По-видимому, этот фактор и обусловливает частичное отслоение спикул от вмешающей их массы и возможность свободного роста глобулярных форм с ребристыми оторочками кристобалита.

Исследование спикуловых пород возможно с помощью как оптических, так и электронно-микроскопических методов. При оптическом рассмотрении опала измененных спикул можно отметить в теле их скопление С-образных "включений"; в свою очередь при больших увеличениях (× 500—600) можно различить перистое обрамление каждого С-образного завитка (табл. XIX, *1*). Подобный внутренний рисунок в теле спикул наблюдается в шлифах тех пород, которые при исследовании с помощью сканирующего электронного микроскопа обнаруживают изменения скульптуры спикул и замещение их системой "склеенных трепельных шариков". Сопоставление этих данных позволяет сделать вывод о том, что наблюдаемые формы скульптуры поверхности измененных спикул и скульптуры скола их по торцам дают лишь кажущийся эффект "склеенных шариков", срез (а не скол), исследуемый в шлифе, показывает присутствие полусфер или С-образных пустот, выполненных новообразованным кристобалитом. Ребристые системы кристалликов неупорядоченного кристобалита ориентированы перпендикулярно к поверхности С-образных пустот, а сами пустоты представляют собой как бы микрожеоды, инкрустированные кристобалитом. Раскол тела спикул обнаруживает суммарную систему внутренней скульптуры таких микрожеод.

Перерождение облика спикул, происходящее вне связи с привносом SiO_2, тем не менее приводит к некоторому уплотнению спикуловых пород и их цементации. Перерожденные спикуловые породы, уже не представляют сыпучих образований, но еще легко разрушаются пальцами.

Нам представляется, что потеря избыточной воды спонгиевым опалом, при которой освобождается около 12—14% H_2O от массы породы, происходит путем удаления не чистой водной фазы, а воды, предельно насыщенной SiO_2. Растворимость опала в присутствии только опала может достигать 80 мг/л. Таким образом, каждый килограмм спикуловой породы при ее частичной дегидратации и переходе в трепеловидный опал + + кристобалит способен выделить 140 г воды, содержащей 10—11 мг SiO_2. Этих количеств, естественно, недостаточно для прочной цементации породы, но их следует учитывать как фактор, действующий в совокупности с перерождением структуры, появлением ребристых оторочек на поверхности измененных спикул и, следовательно, увеличивающий возможность сцепления частиц.

Многоводный спонгиевый опал легче опала диатомей и трепельного опала способен к раскристаллизации с образованием халцедона.

Такие замещения отмечаются в массе трепелов, в присутствии только опал-кристобалитовой фазы и значительно чаще в контактных участках с гелем SiO_2. В отличие от трепельных частиц и раковин радиолярий спикулы часто не "отстают", а "опережают" фронт раскристаллизации кремневого геля до халцедона и оказываются халце-

донизированными во всей промежуточной зоне (частичного захвата порового пространства гелем SiO_2) и даже за ее пределами.

При замещении халцедоном опалового тела спикул направленность лучей новообразованного халцедона и, соответственно, ориентировка субмикроскопических кристалликов кварца оказываются подчиненными биогенной форме. Лучи халцедона в замещенных спикулах располагаются радиально, а главные оси субмикроскопического кварца – параллельно главной оси спикул (табл. XIX, *2*). Радиальная лучистость видна и в поперечном срезе спикул, но в этом случае преимущественная ориентировка кристаллов (определенная по знаку удлинения) не проявляется столь отчетливо, а все поле поперечного среза спикулы как бы разбивается на мельчайшие блоки, хотя общая тенденция удлинения перпендикулярно оси волокон и сохраняется. Отсюда можно сделать заключение, что некоторая часть субмикроскопических кристалликов кварца, слагающих новообразованный халцедон, ориентирована не только по главной оси спикулы, но также и по касательной к ее круговому сечению (также перпендикулярно к направлению волокон халцедона). Нечеткость же картины и кажущийся блоковый характер распределения ориентировки кристалликов кварца связаны, по-видимому, с тем, что относительное число их, ориентированное не по главной оси спикулы, не столь велико и имеет место нестрогое совпадение ориентировок основной массы кварцевых кристаллов с направлением главной оси спикулы в каждой точке. При этом в поперечном сечении спикулы возникают эффекты, связанные с ориентировками проекций главных осей кристалликов кварца. При наклоне последних в плоскости кругового сечения спикулы будет проявляться эффект удлинения по оси халцедоновых волокон (положительное удлинение), а при разворотах кристалликов в плоскости, касательной к поверхности спикулы, будут иметь место эффекты отрицательного удлинения.

В участках пород, охваченных аутигенным фосфатообразованием, устойчивость кремневых органических остатков существенно отлична. Погруженные в фосфатное вещество спикулы губок, раковины радиолярий, панцири диатомей сохраняют лишь общую конфигурацию. Вещество биогенных кремневых построек оказывается полностью замещенным апатитом. На фотографии табл. XX, *2* хорошо видны короткостолбчатые гексагональные кристаллы апатита, замещающие бывшие кремневые органогенные постройки. При этом лишь в пустотах породы наблюдается образование нефосфатных аутигенных минералов (цеолиты). Таким образом, кремнезем оказывается либо как бы оттесненным за пределы фосфоритового тела, либо локализованным в его микропорах, но уже не в форме опала или неупорядоченного кристобалита, а в виде богатых кремнеземом силикатов. Следует ожидать, что фосфат замещал не только кремневые постройки, но и глинистые минералы, материал которых (в первую очередь Al) не выносился далеко за пределы зоны метасоматического замещения, новообразования цеолитов обнаруживаются в значительных количествах по контурам новообразованных масс фосфатов. Цеолитовые скопления зафиксированы во всех случаях в непосредственном соседстве с новообразованными фосфатами, когда литологические методы позволяют установить залегание фосфатных желваков, псевдоморфоз, корок и тому подобных образований in situ. Лишь при перемыве фосфатного слоя происходит отделение тонкодисперсной и легко дезинтегрируемой массы цеолитов от фосфоритовых желваков.

Другие биогенные остатки

Обломки углефицированной древесины в описываемых породах практически не встречаются. Обычные формы замещения растительных остатков представлены псевдоморфозами минералов свободного кремнезема. Наиболее часто встречаются замещения древесных остатков халцедоном, но в опоковидных песчаниках присутствуют также псевдоморфозы опала по дереву. Для опок и опоковидных пород наиболее характерно замещение растительных остатков минеральной формой свободного SiO_2,

встречаемой во вмещающей породе. Так, в толщах опоковидных песчаников, в которых присутствуют поровые выделения аутигенного люссатита, обломки древесины замещены неупорядоченным кристобалитом. В опоковидных песчаниках, изобилующих растительным детритом, часто присутствуют псевдоморфозы опала по растительным остаткам. Большая встречаемость халцедоновых псевдоморфоз по дереву связана, по-видимому, с темпом процесса замещения органического остатка и участием в этом процессе кремнекислоты с концентрацией, близкой к насыщению. Однако различная растворимость кварца, опала и стекла при одних и тех же условиях [Okamoto et al., 1957; Siever, 1962] позволяет допустить существование природных растворов SiO_2 различной концентрации, т. е. слабо пересыщенных растворов SiO_2 по отношению к кварцу (8—10 мг/л) и слабо пересыщенных растворов SiO_2 по отношению к вулканическому стеклу и опалу (порядка 80—100 мг/л). Если в поровом пространстве кварцевых песков трудно ожидать высоких концентраций растворенной кремнекислоты, то внутри гелевой капли $SiO_2 \cdot nH_2O$ или в протоопоковой пульпе, предположительно состоявшей из тонкодисперсной суспензии, образованной в основном частицами вулканического стекла и многоводного опала, интерстиционный раствор может быть насыщен кремнеземом при значительно больших значениях растворенного SiO_2.

Различия исходных концентраций кремнезема, действовавших при замещении органических остатков в песках или в опоках, могли определить и темп процесса замещения, и темп выпадения твердых форм кремнезема. При этом становятся понятными преимущественно халцедоновый состав псевдоморфоз по древесным остаткам в песках и часто встречающийся опаловый состав псевдоморфоз по древесным остаткам, включенным в опоку или закатанным в гелевые капли опала (каменные шары в песках).

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ

Вся совокупность минералов, слагающих различные типы пород глауконитово-кремнистой формации, включается в минеральный парагенез. Повторяющееся сонахождение этих минералов (как обломочных, так и биогенных и новообразованных) отвечает основным геологическим условиям образования формации. В этом смысле особое значение приобретает не просто присутствие того или иного минерала (например кварца), но и закономерное доминирование обломочного кварца в песчаных породах и почти исключительное его распространение в песках верхних частей циклов. Столь же важно преимущественное сосредоточение биогенного опала в средних частях циклов, а хемогенного опала в вышележащих пачках ритмитов и в цементе кварцитовидных песчаников.

Различная роль разных минералов в образовании конкретных пород и преимущественное развитие тех или иных пород в разрезе формации и внутри циклов позволяют выделять обособленные парагенезы пород, характерные для генетически близких пачек, например для пачек ритмитов (трепелы и кремневидные опоки) или пачек опок и кремнистых глин. Возникновение таких наборов пород связано с причинами меньшего ранга, чем причины, ответственные за образование формации в целом, а распространение тех или иных пачек пород ограничено положением их внутри цикла и в латеральном профиле. Следовательно, и наборы минералов, слагающих обособленные парагенезы пород, могут быть выделены в обособленные минеральные парагенезы. Генетическая близость сообщества таких минералов выступает с большей наглядностью, чем генетическая близость всего комплекса минералов формаций, равно как и генетическая близость пород, образующих пачки или комплексы внутри циклов и слагающих конкретные части циклов, проявляется резче, чем генетическая близость пород всей формации в целом.

На основании изучения парагенезов пород и минеральных парагенезов в разрезе глауконитово-кремнистых формаций выделены три типа обособленных генетических ассоциаций (парагенезы). К первому типу относится кластогенный парагенез, обра-

зующий совокупность породообразующих минералов обломочных пород. Этот парагенез характеризуется зрелостью ассоциации обломочных минералов при подавляющем доминировании кварца. В обломках пород преобладают кремнекластиты, а среди полевых шпатов – альбит и микроклин. Парагенез включает также каолинит, иллит и частично монтмориллонит. Этот парагенез характерен для всей формации, но породообразующим он становится лишь в прибортовых участках тела формации или (в разрезе) на завершающем этапе формирования циклов.

Второй тип обособленных парагенезов составляет породообразующую ассоциацию биогенных пород и делится на два подтипа: а) парагенез биогенных карбонатных пород и б) парагенез биогенных кремнистых пород. В обоих случаях в парагенез включаются некоторые переменные количества обломочных минералов, представленных кварцем и незначительными количествами устойчивых полевых шпатов и кремнекластитов. В этот парагенез входит также добавка каолинита и иллита. Ассоциация биогенных минералов характерна для всей формации, но породообразующей она становится лишь в центральных частях тела формации, а в разрезе циклов занимает срединное положение.

Третий тип обособленных парагенезов (аутигенный парагенез) образуют три подтипа: а) парагенез аутигенных минералов, образованных по нестойким минеральным фрагментам (стекла, нестойкие силикаты). Эта ассоциация играет роль породообразующей в опоках, кремнистых глинах, бентонитах и представлена опалом, кристобалитом, цеолитами, монтмориллонитом, глауконитом. Породы, образованные этим парагенезом, включают примесь биогенных и терригенных фрагментов; б) парагенез аутигенных минералов, образованных за счет трансформации коагулированного вещества гидротермального подтока. Сюда относятся минералы свободного кремнезема, образовавшиеся при литификации кремневого геля (кварц, халцедон, кристобалит,опал). В парагенез включаются минералы–примеси (не породообразующие участники парагенеза). Наиболее показательны среди них барит и цеолиты. Данная ассоциация слагает кремни (флинты), кремневидные опоки, трепелы; в) парагенез аутигенных минералов, представленный продуктами литификации гидролизатов. Сюда относятся гидроокисные железные руды, глауконит, цеолиты, сопровождаемые опалом и кристобалитом. Эта минеральная ассоциация слагает собственно глауконитовые пески, гидрогетитовые руды и глауконит-фосфоритовые породы.

В двух случаях ведущими минералами данного обособленного минерального парагенеза являются минералы свободного кремнезема, но и в последнем случае (парагенез гидролизатов) минералы свободного кремнезема играют роль хотя и второстепенных, но также породообразующих компонентов. Мы не определяем парагенезов по конкретным минералам (опал, кристобалит, халцедон, аутигенный кварц), поскольку присутствие той или иной конкретной формы SiO_2 связано не только с условиями образования, но и с условиями трансформации пород и выявляется методами стадиального анализа.

Каждая из обособленных минеральных ассоциаций может включаться в виде примеси, т. е. в виде непородообразующей части в другие типы пород, однако разделение парагенезов на обособленные парагенезы, равно как и на подтипы парагенезов, диктуется тем обстоятельством, что в наборе глауконитово-кремнистых формаций присутствуют породы и пачки пород, в которых каждый из перечисленных парагенезов является породообразующим. Наряду с этим соответствующие породы и пачки пород занимают определенное положение в теле формаций и в разрезе циклов. Так, базальные слои формационных тел слагаются глауконитовыми породами (редко железными рудами) с фосфоритами и опоками; биогенные породы располагаются в центральных зонах формационных тел и, соответственно, в средних частях циклов; кремневидные опоки и трепелы появляются в разрезах только над биогенными породами; пески и песчаники завершают образование формации (см. рис. 16).

Рассмотрим пачки пород, последовательно сменяющие друг друга в полном цикле глауконитово-кремнистой формации. Базальные слои циклов слагаются комплексом

глауконитовых песчаников с фосфоритами, опоковидных глауконитовых песчаников, песчанистых опок с глауконитом, сменяющихся вверх по разрезу опоками и кремнистыми глинами. Таким образом, в базальной пачке циклов непременным членом ее являются глауконитовые породы, а в отдельных случаях – и гидроокисные железные руды (хоперский горизонт), т. е. на первый план в базальных частях циклов выступает минеральный парагенез, в основе которого находятся продукты гидролиза – гидроокислы железа или преобразованные продукты гидролиза железа и алюминия в форме глауконита. Чистых форм алюминиевых минералов нами встречено не было, они не отмечены и другими исследователями, следовательно, такой легко гидролизующийся элемент, как алюминий, по-видимому, не играл существенной роли среди элементов, поступающих с эксгаляциями.

Фосфориты концентрируются в нижних зонах базальной пачки. Весьма показательно при этом положение фосфоритов в хоперском горизонте. При залегании хоперского горизонта на писчем мелу в кровле его появляются тела фосфоритов неправильной формы, замещающие мел. Появление фосфоритов в хоперском горизонте при залегании его на мелу отмечено В.П. Семеновым (устное сообщение). Карбонат кальция можно рассматривать в этом случае как осадитель фосфора, а следовательно, можно предполагать в составе эксгаляций растворы фосфорной кислоты или растворы солей фосфорной кислоты, способных вступать в практически необратимую обменную реакцию с карбонатом кальция. Широкое распространение фосфоритов в низах циклов является лишним подтверждением того, что именно на начальных стадиях эксгаляционной деятельности фосфор поступает в бассейны седиментации в достаточных количествах для формирования промышленных месторождений или заметных количеств фосфатов. Осаждение фосфата кальция может идти не только по линии замещения карбонатов, но и при реакции фосфорсодержащих растворов с морской водой. Однако при этом более вероятно смешение выпавших дисперсных фосфатов с другим материалом осадков (песком, алевритом, коагулятами кремневого геля и т. п.) и формирование песчаников с фосфатным цементом, глинистых фосфоритов, кремнистых фосфоритов.

Динамика среды при таком способе образования фосфатов может определить появление пластовых тел, перемытых (в слое образования) желваков и тому подобных образований, часто встречающихся в базальных слоях циклов глауконитово-кремнистой формации. Присутствие той или иной формы фосфатного тела определяется здесь соотношением темпа седиментации фосфата кальция и темпа седиментации примесей, а также потенциальной возможностью перемыва уже сформированных и литифицированных желвачков. Во всяком случае динамика среды осадкообразования на начальной стадии формирования циклов в большинстве случаев отвечала условиям формирования песков и гравелитов. Именно с этим связано присутствие в глауконитовых песчаниках обломочных зерен песчаной размерности, а в ассоциации с фосфатными желваками – присутствие галек и гравийных частиц не фосфатного состава.

Обеднение фосфатом более высоких горизонтов базальных пачек циклов и увеличение в них доли кремнистых пород свидетельствуют о повторяющейся закономерной смене геохимического типа эксгаляционных растворов: растворы, богатые фосфором, – растворы, богатые железом, – растворы, богатые кремнеземом. Наряду со сменой типа растворов при формировании базальных пачек циклов возрастала роль эксплозивного вулканизма, проявившаяся в увеличении доли опок, появлении бентонитов и кремнистых глин, несущих в себе реликты вулканических стекол и часто имеющих реликтовую витрокластическую структуру (базальные пачки в разрезах палеогена Дона, Среднего Поволжья, Примугоджарья).

Рассмотрение состава базальной пачки полного цикла показывает присутствие в ней двух подтипов обособленного парагенеза аутигенных минералов – парагенеза минералов, сформированных по гидролизатам, и парагенеза минералов, заместивших нестойкий витрокластический материал. Доля участия первого из них убывает вверх по разрезу, а доля участия второго – возрастает. Возрастание роли вулканизма вверх

по разрезу базальной пачки подчеркивается и некоторым усложнением состава терригенной (фоновой) примеси. Лишь базальные фосфориты и песчано-фосфоритовые желваки базального слоя цикла включают в свой состав практически чисто кварцевый обломочный материал. Глауконитовые пески и песчаные опоки содержат заметное количество полевых шпатов. Глинистый же материал глауконитовых песков, опок и кремнистых глин представлен почти исключительно монтмориллонитом.

Изменение доли активного SiO_2, участвующего в аутигенном минералообразовании, хорошо коррелируется с типами цеолитов, возникающих в разных комплексах формации. Исследование цеолитов, содержащихся в различных породах глауконитово-кремнистых формаций, показало связь их состава и свойств с содержанием минералов свободного кремнезема в тех же породах. В случаях, когда в цеолитсодержащих породах обнаруживается одновременное присутствие минералов свободного кремнезема (опал, кристобалит), находящиеся с ними в парагенетической ассоциации цеолиты представлены клиноптилолитом с высокими значениями отношений Si/Al и (Na + K)/Ca. При отсутствии минералов свободного кремнезема в породах содержащиеся в них цеолиты принадлежат к высококремнистому гейландиту. В таких цеолитах отношение (Na + K)/Ca меняется в пользу Ca, а отношение Si/Al хотя и снижается, но остается на уровне 8–9 (для нормального гейландита отношение Si/Al = 5,5–7). Свойства цеолитов находятся в хорошем соответствии с их составом. Клиноптилолиты сосредоточены в опоках, трепелах и глауконитовых песках; гейландиты – в писчем мелу и редко в глауконитовых песках (лишенных примеси минералов свободного кремнезема). Таким образом, прослеживание частного парагенеза цеолиты – минералы свободного кремнезема позволило выделить в формации гейландитсодержащие и клиноптилолитсодержащие породы.

Вторым членом полного цикла являются биогенные породы: мел, мергели, диатомиты, спонголиты или смешанные карбонатно-кремнистые биогенные породы. Примесь терригенного материала в них может быть различной, но размер минеральных частиц всегда соизмерим с размером биогенных остатков. Таким образом, седиментация как биогенных, так и терригенных частиц обусловлена гидродинамическим режимом бассейна. Именно это обстоятельство приводит к разубоживанию диатомитов и мела алевритово-глинистой примесью, а спонголитов – песчаной примесью. При прослеживании единого биогенного горизонта по простиранию, т. е. в фациальном профиле наблюдается закономерная смена средне- и крупнозернистых песков песками мелко- и тонкозернистыми с обломками спикул и далее диатомитами с алевритовым и алевритово-глинистым материалом (профиль эоцена Примугоджарья). Столь же закономерна смена спикуловых песков альба–сеномана Приднестровья мергелями. В последнем случае вновь проявляется единство положения в цикле биогенной пачки. На одном уровне после базальных глауконитовых песков и перед кремнями (или трепелами) появляются биогенные породы – кремнистые (спикуловые песчаники), кремнисто-карбонатные (мергели со спикулами) или карбонатные (мергели). Минеральная фаза карбонатных пород, как это было показано в предыдущих главах, представлена кальцитовыми фрагментами, сохраняющими биогенную структуру. Лишь в редких случаях (стенки карстовых воронок и тому подобные зоны интенсивного постседиментационного преобразования) наблюдаются перекристаллизация биогенной массы карбонатов и изменение структуры пород.

Столь же консервативна и структура биогенных кремнистых пород, а биогенный опал оказывается наиболее "стойким" опалом, сохраняющимся в форме опала в течение длительных геологических отрезков времени (палеоценовые диатомиты).

Терригенная добавка к главной породообразующей массе биогенных пород, именуемая в настоящей работе терригенным фоном, не отличается по составу от собственно терригенных пород и представлена в подавляющей массе кварцем. Особенно следует отметить непременное участие каолинита в глинистой части биогенных пород. Таким образом, зрелая ассоциация терригенных минералов отчетливо проявляется во всем гранулометрическом спектре фоновой примеси на этапе формирования второй (био-

генной) части циклов. Отсутствие ощутимых количеств реакционноспособного свежего материала, отсутствие гидролизатов и коагулятов предопределяют относительную простоту данного минерального парагенеза в целом.

Уже при формировании биогенной части цикла начинает проявляться новый источник материала, ответственный за появление кремней (флинтов) в верхах пачек мела и кремневидных опок или опаловых желваков в трепелах. Наряду с этим несколько увеличивается, но не приобретает породообразующего значения доля глауконита. Именно вокруг кремневых желваков отмечаются присыпки глауконита, описанные в Гродненском карьере. Опаловые желваки в диатомитах (Коржевка) также сопровождаются сгущением гнезд глауконита и включением глауконита в массу самих желваков. Однако химический анализ глауконита из биогенных пачек показывает минимальные количества K и максимальные количества H_2O, что свидетельствует о сравнительно высокой доле смешанослойных компонентов в составе глобулярных глауконитовых зерен.

К концу формирования биогенной части идеального цикла доля свободного кремнезема в бассейне седиментации возрастает и в отдельных участках бассейна начинает подавлять биогенную (и терригенную) седиментацию. При этом не отмечается сколько-нибудь заметного возрастания количества гидролизатов (Fe, Al), не отмечается и формирования фосфоритов. Таким образом, при формировании третьего члена цикла глауконитово-кремнистой формации (ритмиты, трепелы) главенствующим и практически единственным материалом гидротермального подтока становится кремнезем. Роль вулканизма при этом заметно не изменяется и присутствие редких прослоев бентонитов не искажает состава ритмитов. Продолжающийся подток кремнезема на завершающейся стадии развития цикла при формировании пачек песков определяет их цементацию и образование кварцитовидных песчаников. Однако и на этой стадии роль вулканизма столь незначительна, что не отражается на составе песчаников. Пески и песчаники верхней пачки цикла имеют идентичный состав и содержат до 98–99% кварца.

Таким образом, гидротермальный подток материала в конце формирования цикла отличается однообразием состава и, кроме кремнезема, не поставляет в бассейн седиментации сколько-нибудь заметных количеств геохимически мало подвижных компонентов, способных образовать осадки или цемент осадочных пород. Обособленный минеральный парагенез рассматриваемой стадии развития цикла представлен продуктами коагуляции геля SiO_2.

На последней, завершающей, стадии развития полного цикла формируются кварцевые пески. Минеральный парагенез верхней пачки представлен обломочными терригенными фрагментами, на 70–99% состоящими из кварца и обломочков кремнекластитов. Доля полевых шпатов незначительна, а в цементе присутствует переменное количество глинистых минералов. Показательно, что наиболее отсортированные и наиболее чистые кварцевые пески (98–99% кварца) практически не содержат каолинита. Наряду с этим такие пески отличаются предельной бедностью состава тяжелой фракции при минимальных количествах тяжелой фракции в породах. Высокая степень зрелости обломочной части таких песков не вызывает сомнений. Тем более загадочным является парагенез чистых кварцевых песков с монтмориллонитом, содержащимся в минимальных количествах в их цементе. Может быть два варианта объяснения такого парадоксального сочетания крупно- и тонкодисперсной фаз кварцевых песков.

Как уже было отмечено, монтмориллонитовый состав глинистой фракции (при отсутствии каолинита) характерен для наиболее отсортированных их разностей. Можно предположить, что глинистая составляющая осадка была сформирована уже в постседиментационную стадию по минимальной примеси пеплового материала, распространяемого эоловым путем и наложившегося на пески в зоне их отложения. Вероятен и другой способ объяснения этого парадокса. Отсортированные чистые кварцевые пески всегда содержат в цементе некоторое количество дисперсного неупорядоченного кристобалита. Масса его столь незначительна, что не обеспечивает даже минимальной цементации песков, но относительные количества превышают количество монтмориллонита. Можно допустить, что рассеянный гель SiO_2 создавал предпосылки к обогаще-

нию поровых растворов песков растворенным кремнеземом, взаимодействовавшим с первичным (фоновым) глинистым материалом цемента, что привело к формированию наиболее высококремнистой глинистой фазы – монтмориллонита. Возможность такого процесса допускается Т. Джонсоном [Johnson, 1976]. Оба допущения предполагают аутигенную, синтетическую природу монтмориллонита чистых кварцевых песков.

Формирование главной обломочной массы песков связано с перемывом подготовленного зрелого материала. Хорошая окатанность кварцевых зерен свидетельствует о многократном включении массы обломков в осадочный цикл. Наряду с этим химическая деструкция материнских пород должна была постоянно поддерживаться на весьма высоком уровне, обеспечивающем разложение даже относительно незначительных количеств слюд, полевых шпатов и других нестабильных минеральных фрагментов, которые могли поступать в бассейн седиментации за счет размыва выступов кристаллических пород или за счет размыва нижележащих осадочных толщ. Участие таких пород несомненно, поскольку глауконитово-кремниевая формация во многих районах ее распространения залегает на кристаллическом фундаменте (Украинский и Воронежский массивы) или на породах мезозоя и палеозоя, не отличающихся столь чистым кварцевым составом (Донбасс, Приуралье, Примугоджарье).

Интенсивное химическое разложение материнских пород подтверждается глобальным наличием остатков древних кор выветривания, датируемых относительно широкими интервалами времени, но интервалами, совпадающими со временем образования ряда глауконитово-кремнистых формаций (поздний мел, палеоцен, эоцен). Возникновение на этом этапе развития земли мощных кор выветривания и многократно повторяющаяся резкая интенсификация вулканизма позволяют связывать эти два процесса и допустить влияние вулканических газов на состав атмосферы земли в целом и на состав метеорных осадков [Муравьев, 1976].

Рассмотрение последовательно сменяющих друг друга обособленных минеральных парагенезов показывает, что каждый цикл глауконитово-кремнистой формации развивается по близкому плану. На начальной стадии формирования цикла, совпадающей с началом трансгрессии и эвстатическим погружением крупных континентальных блоков, наиболее вероятны усилия растяжения земной коры в данном регионе. На этом этапе максимально вероятно возникновение трещин глубокого заложения. Именно на этом этапе происходит формирование пород, максимально обогащенных вулканогенным материалом. Сопутствующий вулканизму эксгаляционно-осадочный процесс сопровождается формированием глауконитовых пород, фосфоритов, железных руд. На втором этапе развития циклов наступает стабилизация геотектонического режима, затухает вулканическая и эксгаляционная деятельность и в эпиконтинентальных бассейнах, занимающих максимальные (для цикла) пространства, формируются биогенные осадки. Терригенный снос на этом этапе несуществен. Последующий этап знаменуется началом регрессии.

Смена знака эвстатических движений может осуществляться на фоне смены усилий растяжения усилиями сжатия коры в данном регионе. Возникающие при этом блоковые движения хотя и активизируют процессы в трещинных зонах, тем не менее происходят на фоне усилий сжатия, а следовательно, на этом этапе не создается предпосылок для глубокого раскрытия трещинных зон. Активизация гидротермальной деятельности при этом не сопровождается активизацией вулканизма, а продукты гидротермального подтока резко отличаются по составу от продуктов эксгаляций первой фазы развития цикла. Таким образом, начало регрессии сопровождается все возрастающей во времени поставкой в бассейн седиментации обломочного материала при одновременной интенсификации гидротермального выноса SiO_2. На этом этапе возникают практически чисто кремневые осадки (трепелы, опоки).

Завершающий этап развития цикла знаменуется резким доминированием обломочного осадкообразования. Подготовленный на предыдущих этапах материал, точнее – сохранившаяся, наиболее устойчивая часть кластогенного материала перемещается в замыкающиеся бассейны седиментации.

ОБРАЗОВАНИЯ, СИНХРОННЫЕ ГЛАУКОНИТОВО-КРЕМНИСТЫМ ФОРМАЦИЯМ. ПОПЫТКА ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

Распространенность силицитов

Широкое распространение кремнистых пород (опоки, трепелы, диатомиты, желваковые кремни) в платформенных отложениях верхнего мела—палеогена позволяет ставить вопрос о том, является ли появление этих пород исключительной привилегией эпиконтинентальных морских бассейнов в данном отрезке геологического времени или же эти породы (или близкие им по петрографическому типу) присутствуют в геологических формациях и иных геоструктурных зон. Рассмотрение смежных одновозрастных формаций, развитых в прогибах, примыкающих к платформенным равнинам (Прикаспийская впадина, Днепрово-Донецкая впадина, Предкавказский прогиб), показывает, что кремнистость отложений, выполняющих эти прогибы, хотя и сохраняется, но относительная доля кремнистых пород резко уменьшается и они практически перестают быть характерными породами формаций.

Синхронные геосинклинальные образования (мел—палеоген Большого Кавказа, Карпат) также содержат кремнистые породы. Роль кремнистых пород в геосинклинальных формациях обрамления платформ может быть и значительной (ананурский горизонт, абазинская свита Большого Кавказа, менилитовая серия Карпат). Но строгой синхронности вспышек мощного кремненакопления в платформенных и прилегающих геосинклинальных областях не отмечается. Так, кремни, опоки и опоковидные породы Кавказа сосредоточены главным образом в сеноман-туронских, палеоценовых и олигоценовых сериях. В пределах Карпат кремнистые породы наиболее показательны для олигоцена и миоцена. В то же время на Русской платформе наиболее мощная вспышка кремненакопления приурочена к сантону и палеоцену [Кремнистые..., 1976]. Однако интенсификация кремненакопления, приуроченная к широкому стратиграфическому диапазону (поздний мел—палеоген), отмеченная Н.С. Шатским [1954], Н.М. Страховым [1963], У.Г. Дистановым [Кремнистые..., 1976], Ю.Н. Сеньковским [1977], А.Спенсером [Мезозойско-кайнозойские... 1977] и характерная не только для платформенных областей, но и для мезозойско-кайнозойских складчатых поясов Евразии, проявляется достаточно отчетливо.

Не менее показательно и широкое распространение кремней и порцеланитов в интервале от альба до эоцена в пределах океанических впадин. Таким образом, при рассмотрении мезозойско-кайнозойской истории Земли можно констатировать, что появление позднемеловых—палеогеновых кремнистых формаций на платформах происходит на фоне глобальной интенсификации кремненакопления.

Распространение кремнистых пород в океане

Накопление материалов по океаническому бурению позволяет уже сейчас оценить особенности накопления и распределения кремнистых пород на обширной акватории океанов. Интересная сводка такого рода для Тихого океана составлена М.А. Левитаном и др. [1975]. Авторами этой работы учтены результаты по 160 скважинам, пробуренным в пределах Тихого океана. Для каждой скважины отмечено появление кремней в отложениях различного типа и составлена кривая распределения кремней по возрасту (рис. 60), сделаны выводы о нарастании кремнистости с увеличением возраста осадков и о равномерном распределении кремней в каждом из типов осадков (кроме

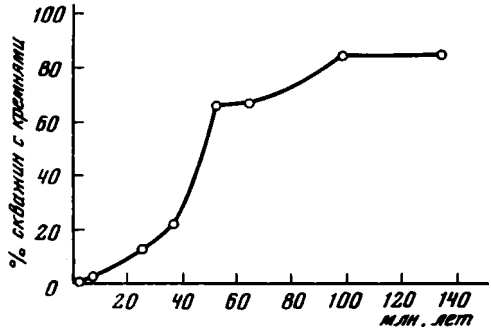


Рис. 60. Распределение кремней в океанических осадках по возрасту [Левитан и др., 1975]

турбидитов). Этот последний вывод подтверждается тем, что количество случаев появления кремней в тех или иных типах осадков (пелагические глины, карбонатные осадки, терригенные осадки, биогенные кремнистые осадки, вулканогенные осадки) пропорционально распространенности самих осадков. Однако в цитируемой работе не учтена кремненасыщенность различных стратиграфических интервалов и, следовательно, присутствие одного кремневого прослоя или желвачка (допустим, в разрезе олигоцена) рассматривается как "присутствие кремней в данной скважине в разрезе олигоцена". Кроме того, верхний мел анализируется в целом, без учета ярусной принадлежности кремнесодержащего интервала разреза.

Мною была сделана попытка рассмотрения кремненасыщенности разрезов верхнего мела, палеогена и неогена в пределах акваторий Тихого, Индийского и Атлантического океанов для стратиграфических подразделений, выделяемых при описании скважин. Имеющийся в настоящее время материал позволяет рассматривать раздельно верхнемеловые отложения в объеме ярусов. Кроме того, для каждой скважины были учтены суммарные мощности пород, пройденных колонковым бурением, и суммарные мощности кремней (и порцеланитов), встреченных в каждом из стратиграфических интервалов. Кремненасыщенность нижнего и верхнего олигоцена оказалась близкой, и поэтому олигоценовый интервал разреза рассмотрен в объеме отдела. Резкие различия кремненасыщенности эоценовых отложений делают крайне желательным раздельный анализ ярусных подразделений этого отдела. Однако при таком подходе около трети скважин выпало бы из анализа, поскольку далеко не во всех разрезах (главным образом кремненасыщенных!) производится уверенное расчленение эоценовых отложений на подотделы.

Всего было учтено 220 скважин. Вне рассмотрения остались скважины, пробуренные в Карибском, Японском, Красном, Средиземном и Черном морях, и скважины, не вскрывшие отложений древнее плейстоцена.

Учет не случаев встречи кремней, а кремненасыщенности, т.е. отношения суммарной мощности кремней (и порцеланитов) к мощности разрезов, пройденных колонковым бурением, позволил составить график (рис. 61). На этом графике отчетливо видна тенденция импульсного характера кремненакопления в океанах. Так, сантонский век отличался экстремально высокой долей кремней, сопутствовавших накоплению других типов осадков. Отложения эоцена на порядок более насыщены кремнями, чем отложения олигоцена, палеоцена и дата. Более того, если проанализировать лишь материал скважин с надежно расчлененными эоценовыми отложениями, то среднеэоценовый век по кремненасыщенности оказывается соизмеримым с сантонским веком, а позднеэоценовый – с олигоценовым. Высокой кремненасыщенностью отличаются и альбские отложения. Более древние осадки не анализировались с этих позиций, поскольку количество скважин, прошедших нижнемеловые отложения, незначительно, а надежное ярусное расчленение имеется не для всех разрезов. Итак, первый, важный, вывод, который можно сделать из рассмотрения кремненасыщенности различных стратиграфических интервалов разрезов, заключается в том, что в интервале геологического времени от альба до плейстоцена имели место три всплеска кремненакопления, соответствующие среднему эоцену, сантону и альбу. Уровень кремненасыщенности в этих интервалах разреза был близок и отличался почти на порядок от смежных интервалов разрезов палеогена–верхнего мела океанов.

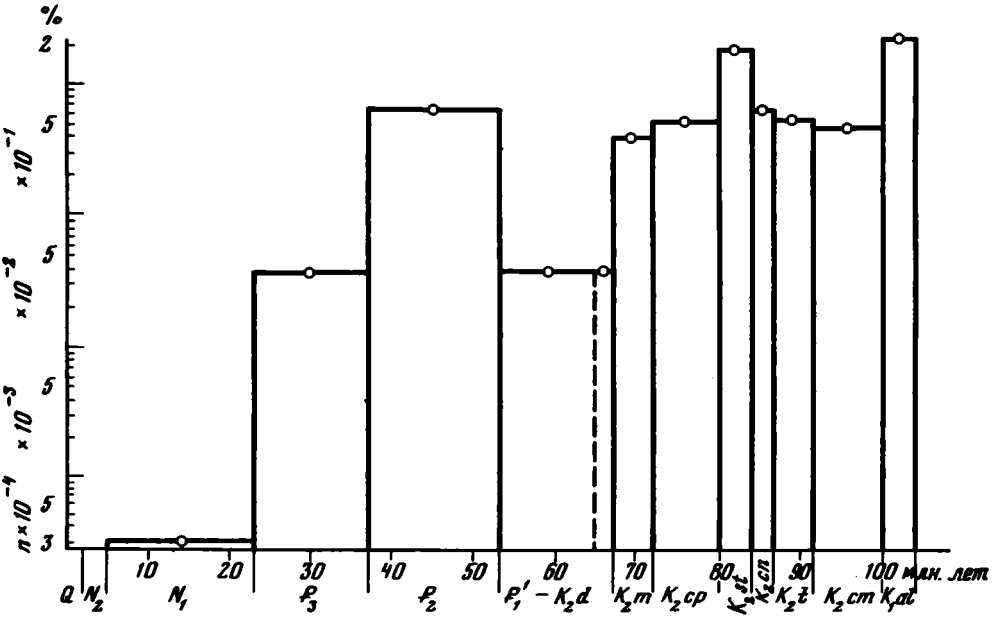


Рис. 61. График кремненасыщенности различных интервалов разрезов океанических осадков

Анализ распределения кремней по типам осадков полностью подтвердил вывод, сделанный М.А. Левитаном и др. [1975]. Лишенными кремней оказались пачки турбидитов, а встречаемость кремней в различных типах пород в общем пропорциональна распространенности данных пород. Так, во всех изученных разрезах от миоцена до альба включительно биогенные кремнистые породы встречены в 14% случаев; пелагические глины – в 12; карбонатные осадки – в 49; терригенные осадки – в 17; пеплы и гиалокластиты – в 8%. Соответственно кремни встречены в биогенных кремнистых осадках в 10% случаев; в пелагических глинах – в 12; в карбонатных осадках – в 66; в терригенных осадках – в 7; в пеплах и гиалокластитах – в 5%. Обращает на себя внимание лишь некоторая тенденция обогащения кремнеземом карбонатных осадков. По-видимому, эта тенденция проявляется и при рассмотрении кремненасыщенности различных типов пород. Именно карбонатные пачки содержат максимально высокую долю кремней (от интервалов разрезов, пройденных колонковым бурением). Наибольшей кремненасыщенностью отличаются отложения эоцена. До 22% кремней содержится в карбонатных породах эоцена в скв. 70; до 10% – в скв. 72; более 1% – в скв. 45, 73, 209, 236, 255, 289, 317. В карбонатных породах сантона зафиксирована высокая кремненасыщенность (более 1%) в скв. 217, 255, 258, 288, 305, 310. В других типах пород также встречены значительные содержания кремней, но такие случаи единичны (радиоляриевые глины эоцена скв. 13; цеолитовые глины кампана скв. 198; терригенные алевритово-глинистые отложения олигоцена скв. 268). Таким образом, если распространенность кремней в различных типах пород пропорциональна распространенности самих пород, то максимальная насыщенность кремнями характерна для карбонатных отложений. Этот вывод сохраняет свое значение и для миоцена, хотя общее небольшое число скважин с кремнями и низкое содержание кремней в миоценовых разрезах делают его не столь аргументированным.

Изложенный материал позволяет сделать заключение об отсутствии связи между интенсивностью биогенного кремненакопления и насыщенностью разрезов кремнями. Вместе с этим отчетливо проявляется стратиграфический контроль за интенсивностью биогенного и абиогенного кремненакопления. Не отмечается также синхронности вспы-

шек образования кремней в пределах океанических впадин, в геосинклинальных зонах или на платформах. По-видимому, каждая из этих геоструктурных зон характеризуется собственной цикличностью кремненакопления, подчиненной особенностям ее тектонического развития. Повышение же доли кремнистых пород в разрезах палеогена и верхнего мела, отмеченное многими исследователями как для платформенных, так и для геосинклинальных областей, находит подтверждение и при рассмотрении акватории океанов.

Корреляция с другими геологическими явлениями

В многочисленных работах формулируется вывод об эволюции атмосферы и гидросферы Земли на протяжении геологической истории [Беркнер, Маршалл, 1966; Виноградов, 1959; Страхов, 1963; Ронов, 1959, 1976, 1978]. Свидетельства такой эволюции находятся как в типах меняющихся во времени осадочных пород, так и в изменении органического мира, его видового состава, абсолютных масс, накопленных в осадочных толщах. Одна из причин, способных вызвать резкую реакцию со стороны органического мира, заключается в колебаниях содержания кислорода в атмосфере и гидросфере. Возможные изменения содержания кислорода в атмосфере, проявленные в формировании красноцветов и в расцвете или угнетении кислородолюбивой фауны, рассмотрены в работе А.В. Сочава и Л.С. Гликман [1974]. В этой работе констатируется пульсирующее изменение содержания кислорода в атмосфере на протяжении мезозоя—кайнозоя. Каждый этап, соответствующий максимальному содержанию кислорода, отражен в широком развитии красноцветных пород и в появлении и расцвете кислородолюбивой ихтиофауны. Однако природные условия, регламентирующие расцвет или угнетение органического мира, не ограничиваются наличием кислорода. Одним из важнейших факторов, способных геологически мгновенно подавить жизнь в пределах регионов (в особенности изолированных или полуизолированных), является интенсивная вулканическая деятельность. Выбросы больших масс пеплового материала и сопутствующих извержениям вулканических газов низбежно должно отразиться на составе атмосферы, мутности и газовом составе воды. Повышенная мутность верхних слоев воды, задерживающая солнечную радиацию, может весьма существенно отразиться на абсолютных количествах фитопланктона. В свою очередь фитопланктон является главным генератором кислорода, как насыщающего воду, так и переходящего в атмосферу.

Таким образом, вулканическая деятельность может оказаться серьезным фактором, не только регламентирующим содержание кислорода в атмосфере, но и непосредственно способным повлиять на экологические особенности крупных регионов. Убедительные примеры подавления жизни в результате вулканической деятельности приведены в работе Д.П. Бобровника [1957]. Резкие экологические изменения на границе мела и палеогена, включающие изменения газового режима, предполагала В.Г. Морозова [1960] при объяснении существенных изменений систематического состава фораминифер на этом рубеже геологической истории.

Оценка интенсивности вулканической деятельности в геологическом прошлом может быть произведена на основании анализа типов пород и их распространения, а также на основании "узнавания" бывших продуктов вулканизма в современных минеральных ассоциациях и в составе минералов—примесей в нормальных осадочных породах. При этом следует иметь в виду одно крайне важное обстоятельство. Время, а тем более геологическое время уничтожает материальные следы бывшего вулканизма гораздо быстрее, чем рисовку структур пород. Перерождение относительно крайне нестойких стекол и замена гиалокластических и витрокластических продуктов комплексом новых минералов (монтмориллонит, цеолиты, кристобалит, кальцит, глауконит и др.) происходит практически полностью еще в то время, когда вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы прекрасно сохраняют первичные структурные и текстурные признаки. Туфовая структура узнается в бентонитах, цеолитолитах, сформированных на месте. Но уже однократный перемыв этих пород уничтожает их первичную

структуру и оставляет лишь аутигенный минеральный набор, порождающий сомнения в его "вулканогенности". Минеральная ассоциация, представленная кристобалитом, опалом, цеолитами и монтмориллонитом и обычная для измененных туфов, не находит себе объяснения при рассмотрении "нормальных" осадочных пород. На это обстоятельство обращено внимание многих исследователей [Iijima, Utada, 1966; Hallam, Sellwood, 1970; Gibson, Towe, 1971; Reynolds, 1970; Коссовская, Муравьев, 1975]. А.Г. Коссовской [1975] был введен даже специальный термин "камуфлированная пирокластика", призванный подчеркнуть необходимость узнавания продуктов изменения вулканогенного материала в массе осадочных пород.

Отмеченная минеральная ассоциация в рассеянном виде или представляющая главные породообразующие компоненты широко развита в породах глауконитово-кремнистой формации. Опал, кристобалит, цеолиты (группа гейландита), монтмориллонит и глауконит являются главными породообразующими компонентами опок. Расчленяющие опоки кремнистые глины включают практически тот же набор минералов в измененных количественных соотношениях. Многие разности писчего мела обогащены цеолитами, а глинистая составляющая его неизменно представлена монтмориллонитом. Глинистые прослои внутри толщ писчего мела являются по существу бентонитами. Песчаные породы, входящие в состав глауконитово-кремнистой формации, часто содержат цеолиты, а отдельные пачки их сцементированы аутигенным опалом, кристобалитом, халцедоном или кварцем. Алевролиты или алевритовидные породы этой формации чаще, чем песчаники, содержат цеолиты, а в отдельных разностях алевритовых пород цеолиты присутствуют даже в качестве одного из главных породообразующих компонентов.

Однако региональный характер даже весьма мощных вулканических извержений еще не сопровождается глобальным подавлением тех или иных биологических сообществ. На протяжении геологического времени от позднего альба до миоцена в платформенных разрезах Евразии и Северной Америки неоднократно формировались опоки, порцеланиты, кремнистые глины, бентониты, т.е. породы, несущие в себе следы пеплового материала или даже почти целиком сформированные за счет постседиментационной переработки вулканических пеплов. Однако максимальное распространение существенно пеплогенных пород в узких интервалах геологического времени приурочено лишь к некоторым уровням. Наиболее четкие из них отмечены на рубеже альба и сеномана, в сеноне, раннем палеоцене, раннем и среднем эоцене и в раннем и среднем миоцене. Именно к этим отрезкам стратиграфической шкалы относятся, помимо опок, кремнистых глин и бентонитов на континентах, наиболее широко распространенные пласты силицитов (цеолит-кристобалитовых пород) горизонта А, прослеженные на огромных пространствах в Атлантическом и Тихом океанах [Ewing et al., 1970]. Это говорит о том, что глобального распространения в относительно сжатые геологические сроки эксплозивный вулканизм достигал лишь в сравнительно редкие (катастрофические) отрезки времени. К этим же периодам приурочено и вымирание господствовавших перед тем кислородолюбивых пелагических акул [Сочава, Гликман, 1974].

Если обратиться к рис. 62, то нетрудно видеть, что именно с теми периодами геологического времени, в которые установлено массовое накопление цеолит-кристобалитовых пород (опоки, кремнистые породы горизонта А), связано замедление темпа накопления диатомитов. Чрезвычайно показательно при этом совпадение конфигураций кривых содержания кислорода и распространения фитопланктона. Эти кривые получены независимыми методами – одна из них (для кислорода) построена А.В. Сочава [Сочава, Гликман, 1974] на основе анализа распространения красноцветных пород, а другие – на базе анализа геологической распространенности диатомитов, опок и кремнистых глин. Эти кривые заимствованы нами из работы У.Г. Дистанова и др. [1971] и дополнены нашими данными, а также материалами по распространению диатомитов и кремнистых пород (кремнистых глин, опок, порцеланитов) зоны обрамления Тихого и Атлантического океанов и регионов, примыкающих к Альпийскому орогену [Гречин, 1976; Силантьев, 1974; Bramlette, 1946; Geology, 1963; Gibson, 1970].

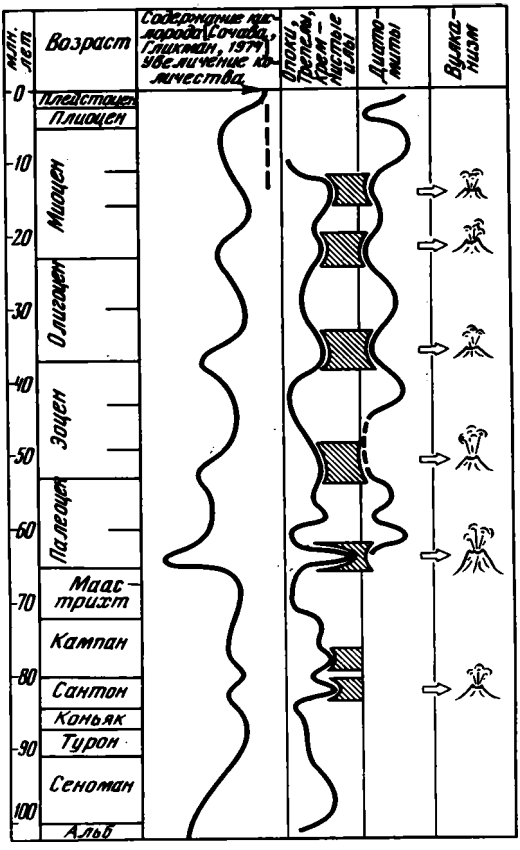


Рис. 62. Содержание кислорода в атмосфере [Сочава, Гликман, 1974] и распространение биогенных и абиогенных кремнистых пород

Рассмотрение приведенных данных позволяет сделать вывод о том, что на определенных этапах развития Земли интенсификация вулканизма достигает столь значительных масштабов, что влияние ее на литогенез и экологическую обстановку не ограничивалось локальными зонами или даже обширными регионами, а становилось глобальным. Подобный вывод хорошо согласуется с интересными данными о статистической приуроченности максимумов пеплонакопления по материалам океанического бурения, приводимым в работе Д. Кеннета и Р. Тунелла [Kennett, Thunell, 1975]. Как показано в этой работе, в толще молодых океанических осадков (миоцен–современные) отмечается два максимума распространения пепловых накоплений: один из них датируется средним миоценом (12–14 млн. лет) и второй – плиоценом (2 млн. лет). Оба периода совпадают с минимальным темпом накопления диатомитов (см. рис. 62).

Весьма интересны и результаты изучения изменения глубины уровня карбонатной компенсации за время кайнозоя, полученные Т. Анделом [Andel van, 1975]. Поскольку уровень карбонатной компенсации является функцией парциального давления CO_2, а содержание CO_2 в свою очередь регламентируется интенсивностью эксплозивной вулканической деятельности, то повышение или понижение этого уровня отражает глобальные колебания концентраций углекислоты в атмосфере (и в океане). Здесь следует иметь в виду, что буферные свойства атмосферы и массы океанической воды столь велики, что даже весьма значительные мгновенные поступления CO_2 в атмосферу, способные повлиять на условия жизни на планете, не отражаются на уровне карбонатной компенсации. Лишь глобальная интенсификация вулканизма (и поступления CO_2), действующая достаточно длительное геологическое время, может привести к заметному изменению уровня карбонатной компенсации. Таким образом, рассматриваемый параметр должен как бы в сглаженной форме отмечать лишь наиболее мощные и длительные существующие процессы, однонаправленно изменяющие состав атмосферы.

По данным Т. Андела, относительно высокое положение уровня карбонатной компенсации (высокое парциальное давление CO_2) прослеживается до раннего кайнозоя, а затем начинает снижаться и достигает минимального значения в позднем эоцене (40 млн. лет). Но именно с этим временем (поздний эоцен) связано наиболее широкое развитие диатомитов, в то время как предшествовавшие эпохи от сенона до среднего эоцена характеризуются исключительно мощным и повсеместным развитием опок, порцеланитов, бентонитов и кремнистых глин. В пределах океанов к этому же периоду времени приурочено самое массовое накопление порцеланитов и кремней. В этот значительный по продолжительности отрезок времени отмечаются периоды интенсификации и относительного ослабления темпов накопления вулканогенных пород, но они,

по-видимому, не могли повлиять на положение уровня карбонатной компенсации в достаточно заметной мере. В миоцене отмечается новый подъем уровня карбонатной компенсации, наивысшее его положение датируется временем 10–15 млн. лет (средний миоцен), после чего он снижается и остается на одном положении до настоящего времени.

Таким образом, миоценовая интенсификация вулканизма, отраженная в массовом распространении пепловых туфов, опок, порцеланитов нижнего–среднего миоцена, вновь сопровождается резким увеличением доли углекислого газа. Резкое ослабление темпов вулканизма в позднем миоцене в свою очередь находит отражение как в составе атмосферы, так и в пышном глобальном развитии диатомитов.

Возможные возрастные аналоги глауконитово-кремнистой формации в зонах отсутствия седиментации

Выводы о геологической специфике условий формирования глауконитово-кремнистой формации, сделанные на основании анализа изученного материала, позволяют предположить и существование определенных следов резко повышенной вулканической активности в зонах отсутствия осадконакопления. Однако если в областях седиментации захороняются конкретные материальные свидетели геологических процессов прошлого, а интерпретация их дискуссионна в допустимых рамках и может быть хотя бы в ряде случаев подвергнута экспериментальной проверке, то для областей отсутствия седиментации доля "предположений" значительно выше. Поиски следов специфики геологической обстановки здесь осложняются еще и тем, что области отсутствия осадков данного возраста представляют, как правило, "области сноса", т.е. области энергичного размыва и уничтожения (!) имевшихся следов геологических процессов соответствующего отрезка времени. В этом плане можно ориентироваться лишь на остатки кор выветривания, не уничтоженные эрозией. Однако здесь имеется серьезное осложнение задачи, связанное с отсутствием надежных возрастных датировок; так, для кор выветривания достаточно надежно могут быть установлены лишь верхний и нижний пределы времени их формирования. И все же нам представляется весьма показательным широкое площадное развитие кор выветривания, ограничиваемое теми самыми (широкими) пределами времени, внутри которых укладываются эпохи самого массового развития глауконитовых песчаников, опок, трепелов, кварцевых песков [Казаринов и др., 1969; Казанский, 1963, 1969; Петров, 1967; Сапожников, 1971; Жинью, 1952].

Какие процессы могли породить столь мощное развитие кор выветривания и изменения пород на весьма значительные глубины? Аналогии с современным почвенным процессом и связи, устанавливаемые между климатом, растительностью и интенсивностью изменения верхних слоев пород, требуют тем не менее допущения в прошлом значительно более интенсивных воздействий такого рода для формирования мощных каолиновых кор или мощных карстовых бокситов. Однако интенсификация процессов выветривания могла происходить и не только по вине теплого и влажного климата. Если обратиться к имеющимся данным о составе и объеме вулканических газов, сопровождающих вулканические извержения, то нетрудно убедиться в резком преобладании в их составе CO_2, Cl, F, SO_2, SO_3, H_2S. Выбросы в атмосферу больших масс этих газов не ограничиваются временем активной эксплозивной деятельности, но продолжаются и в периоды относительного покоя. Следовательно, суммарная "загрузка" атмосферы активными кислотами прямо пропорциональна интенсивности вулканизма в глобальном масштабе в каждый отрезок геологического времени. Речь идет именно о глобальном развитии вулканической деятельности, поскольку емкость атмосферы и разбавляющая роль атмосферной воды может лишь до некоторых пределов стабилизировать реакцию.

Увеличение содержания CO_2 в атмосфере (и в гидросфере) сопровождается повышением температуры на поверхности Земли (парниковый эффект). Исследования палеотемператур методами изотопного анализа и обобщение данных, накопленных

другими исследователями, позволили Ф. Дорман [Dorman, 1968] построить палеотемпературную кривую для широт Парижа в северном полушарии и Канберры в южном (рис. 63). Опираясь на построенную кривую, Ф. Дорман делает вывод о цикличности палеотемпературных колебаний с периодом около 30 млн.лет. Главные максимумы этой кривой совпадают с эпохами экстремального развития кор выветривания на поверхности Земли (альб, середина сенона, ранний эоцен, граница олигоцена и миоцена).

Сопоставляя эти данные с кривой распространения различных силицитов (см. рис. 62), нетрудно убедиться, что пики палеотемператур соответствуют главным эпохам распространения абиогенных силицитов. Рассматривая палеотемпературы как функцию содержания CO_2 в атмосфере, Ф. Дорман рассчитал примерные количества

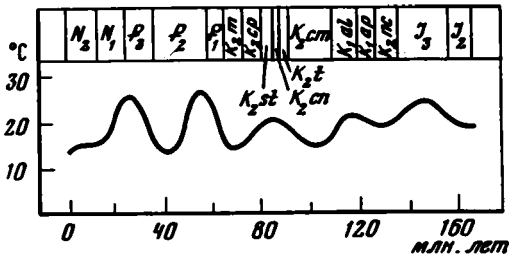


Рис. 63. Палеотемпературная кривая для средних широт [Dorman, 1968] с использованием данных М.А. Ахметьева [1976], В.В. Подгорецкого и Е.Ф. Поповина [1968]

углекислоты в атмосфере и океане и показал, что в эпохи максимального потепления количество CO_2 в атмосфере могло более чем в 5 раз превосходить современный уровень, в то же время в океане возможно двукратное увеличение содержания углекислоты. Однако в абсолютных величинах содержания CO_2 в атмосфере и океане не соизмеримы (отличие на 23 порядка!). Таким образом, в эпохи потеплений может иметь место суммарный эффект от повышения температур и от увеличения содержания растворенных кислот в метеорных водах.

Кажется весьма вероятным, что процесс образования мощных каолиновых кор выветривания, датируемых широкими интервалами времени (поздний мел, палеоген), мог иметь гораздо более узкие временные пределы своего экстремального развития и быть связанным с резким понижением pH метеорных вод, обогащенных CO_2, Cl, SO_2. Нейтрализация кислых метеорных вод, частично проходящая на суше, завершалась при встрече их с океаническими водами, обладающими колоссальным щелочным резервом и, следовательно, огромными буферными свойствами. Но еще до соприкосновения с океаническими водами возможность нейтрализации кислых метеорных вод и вод континентального стока оказывалась различной в разных регионах. При взаимодействии с карбонатными породами такие воды могли стимулировать развитие карста и заполнение карстовых воронок твердыми продуктами гидролиза (бокситы). Верхнемеловые, в том числе карстовые бокситы известны во Франции, Югославии, Венгрии, Австрии, Греции, Турции, Чехословакии; палеоценовые — в СССР, Албании; эоценовые — в Югославии, СССР, Венгрии, Италии, Индии, Австралии, США [Валетон, 1974; Тюрин, 1971; Сапожников, 1971; Волков, 1958; Боголепов, 1958; Harder, 1949].

Немаловажная роль предварительной кислотной обработки могла принадлежать и подготовке пеплового материала, выпадавшего в морские бассейны или на прилегающую часть суши. Именно с такой предварительной геологически кратковременной обработкой могут быть связаны повышение доли SiO_2 в исходном продукте протоопок и предварительное расщепление части вещества пеплов на переносимые в виде истинных растворов, субколлоидных гелей (продуктов гидролиза) и т.п.

Как показали опыты Ж. Педро [1971], темп выноса K как в нейтральных, так и в кислых средах неизменно ниже, чем темп выноса Na. Это приводит к относительно более резкой потере Na породами. Сопоставление результатов эксперимента с реальными профилями выветривания позволило Ж. Педро сделать вывод, что и в природных условиях потеря Na породами при выветривании происходит быстрее, чем по-

теря K, а в ряде случаев отмечается даже относительное накопление K в продуктах выветривания [Педро, 1971, с. 83, табл. 50]. В первую очередь процесс предварительной кислотной обработки мог сказаться на резерве Na, K и частично Ca в протоопоках, что обусловило формирование специфических форм цеолитов и относительное понижение роли этих минералов в массе переработанного пепла, входящих в минеральный парагенез опок. В опоках не обнаруживается натровых форм минералов группы гейландита—клиноптилолита, а преобладают калиево-кальциевые их разновидности. В малокремнистых глауконитовых песках и в карбонатных породах доминируют существенно кальциевые разности цеолитов. В то же время клиноптилолиты, образованные по не перемытым туфам, например клиноптилолитовые туфы Закавказья, включают цеолиты, значительно более обогащенные натрием и образующие главенствующий продукт их постседиментационной переработки.

Различия в составе цеолитов могут быть связаны и не только с рассмотренными возможными причинами. Не исключены также изменение типа вулканизма во времени или иная эпигенетическая переработка материала [Коссовская, Муравьев, 1975; Boles, Wise, 1978; Коссовская и др., 1980]. Поэтому рассмотренный нами вариант может быть предложен в качестве одного из вероятных вариантов постседиментационного изменения продуктов вулканизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В составе глауконитово-кремнистых формаций принимают участие так называемые криптогенные породы, сложенные в основном аутигенными минералами (опоки, трепелы, кремни, глауконитовые пески, бентониты, кремнистые глины), т.е. породы, которые могут быть названы аутигенными образованиями. Именно эти породы являются индикаторными для выделения формационного типа. Присутствующие в глауконитово-кремнистых формациях обломочные, биогенные и смешанные породы (пески, алевролиты, мел, мергели, диатомиты) являются фоновыми ("нейтральными"). По их доминированию в различных участках формационного тела выделяются типы подформаций.

2. Современное состояние криптогенных пород – петрографический состав, свойства, морфология слагающих их элементов – резко отлично от соответствующих параметров первичных осадков. Для реконструкции первичного состава осадка разработан метод анализа парагенезов аутигенных минералов в сочетании с детальным анализом текстур и наноструктур криптогенных пород.

Латеральные контакты криптогенных пород с фоновыми породами резкие и осуществляются либо встык, либо по принципу четкого выклинивания.

Выделенные и описанные текстуры одноактного формирования характерны только для криптогенных пород (опоки, пепловые туфы и туффиты, песчаные бентониты, кремнистые глины). Эти текстуры характеризуются резким разобщением блоков, струй, фрагментов, сложенных частицами существенно разной дисперсности. Подобные текстуры показательны для оползневых брекчий, застывших пульп и не формируются при медленном накоплении осадков. Текстуры такого рода могут возникать при геологически мгновенном появлении в зоне седиментации больших масс суспензий или геля, способных удержать в себе фрагментированные блоки еще не консолидированного пластичного осадка. Литификация таких образований приводит к появлению всей гаммы пород с пуддинговым типом структуры (с пуддинговым типом текстуры слоя). Эти же породы сложены аутигенным минеральным парагенезом, включающим опал-А, неупорядоченный кристобалит, монтмориллонит, цеолиты.

Аутигенные минеральные компоненты возникли в результате видоизменения, раскристаллизации, замещения первичных фрагментов осадков, отличающихся крайне малой устойчивостью в верхних зонах осадочного чехла (главным образом вулканические стекла и продукты коагуляции коллоидов). Замена первичного, исходного вещества осадков комплексом минеральных новообразований происходила непрерывно, замедляясь во времени от стадии седиментогенеза и раннего диагенеза до стадии начального эпигенеза.

Аутигенные минералы несут информацию не только о типе исходного вещества осадка, но и о деталях физико-химической обстановки седиментогенеза и диагенеза. В ассоциации с аутигенными минералами свободного кремнезема (опал, кристобалит) возникает клиноптилолит, при недостатке свободного кремнезема в фонде аутигенного минералообразования, т.е. при снижении активности SiO_2, возникают цеолиты типа гейландита.

Стадиальный анализ аутигенных минералов кремнезема показал различную историю исходно разных форм SiO_2. Седиментационно гелевый опал-А, образующий минеральные фрагменты трепелов (леписферы), частично сохраняется в форме опала-А во всем разрезе палеогена–верхнего мела. Опал диатомей полностью сохраняется в форме опала-А в палеоценовых породах. В то же время спикуловый опал в палеоценовых поро-

дах в значительной мере трансформирован в опал-СТ, а в альб-сеноманских породах исходный спикуловый опал превращен в опал-СТ и халцедон. Крупные монолитные сгустки геля кремнезема, накапливавшиеся в карбонатных осадках древнее палеоцена, превращены в халцедон.

Таким образом, в теле формации установлены породы, темп накопления которых на 2–3 порядка превосходил темп фоновой биогенной или терригенной седиментации. Именно эти породы показывают принципиально иную историю своего постседиментационного изменения. Именно эти породы образованы парагенезами аутигенных минералов, возникающих по продуктам вулканизма.

3. Установление седиментационной генетической природы криптогенных пород позволило выявить закономерности в смене источников вещества при образовании каждого формационного цикла. Полно выраженный цикл глауконитово-кремнистой формации начинается пачкой пород, образованных по вулканогенным продуктам (глауконитовые пески, глауконитовые опоки, бентониты, пепловые туфы). Второй элемент цикла сложен биогенными или биогенными и терригенными породами (мел, мергели, диатомиты, диатомовые глины, спикуловые пески). Эти породы определяют фоновый процесс осадкообразования. Третий элемент цикла включает породы, сформированные по продуктам коагуляции кремневого геля (кремни или кремневидные опоки в ассоциации с трепелами). Четвертый элемент цикла образован кварцевыми песками, также участвующими в фоновом осадкообразовании.

Последовательность смены пачек пород в формационном цикле не зависит от фациальной позиции разреза. Фациальная обстановка определяет тип и долю участия ассоциирующих криптогенных и фоновых пород в подформации. В основании циклов в прибрежных зонах накапливались песчаные опоки и крупнозернистые глауконитовые песчаники с опоковым цементом. В удаленных от берега участках бассейна в основании цикла формировались мелкозернистые глауконитовые песчаники и опоки с примесью глауконита песчано-алевритовой размерности. В прибрежных зонах в биогенной пачке могут доминировать спикуловые пески, сменяющиеся в сторону открытого моря диатомовыми алевролитами и диатомитами или мергелями. Песчаники с халцедоновым и люссатитовым цементом никогда не образуются в основании цикла, они всегда либо синхронны трепелам, либо залегают выше ритмитовых пачек в верхах цикла.

4. Установленные закономерности положения различных типов пород в формационном цикле определяют направление поисковых работ на полезные ископаемые. Глауконитовые пески сосредоточены только в основании циклов, всегда ниже биогенных пород. Трепелы и кремневидные опоки залегают вытянутыми линзами, приуроченными к верхним частям биогенных пачек (мел, мергели, диатомиты), или располагаются над ними. Кварцитовидные песчаники образуют вытянутые линзовидные тела и приурочены к верхним частям формационных циклов.

Процессы, связанные с интенсификацией вулканизма, получили максимальное развитие в бортовых участках впадин, соответственно к бортам впадин приурочены максимальные относительные количества глауконитовых песков, опок, трепелов, бентонитов, кремней. В прогибах резко возрастает роль "фоновых" биогенных и терригенных пород.

5. Активизация вулканогенно-осадочного процесса в эпиконтинентальных бассейнах происходила в отрезки геологического времени, характеризующиеся максимальными палеотемпературами на поверхности Земли. С этими же периодами связано возрастание количества CO_2 в атмосфере и океане.

Изучение распространенности кремней в мел-палеогеновых отложениях океанов позволило сделать вывод, что образование глауконитово-кремнистых формаций происходило на фоне глобальной интенсификации накопления кремнистых пород.

ЛИТЕРАТУРА

Антипов-Каратаев И.П., Седлецкий И.Д. О составе коллоидно-дисперсных минералов и обменной способности глауконитов Саратова. – Докл. АН СССР, 1943, т. 39, № 3, с. 116–119.

Архангельский А.Д. К вопросу об условиях образования хоперских железных руд. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, т. 11 (1), с. 72–77.

Аскоченский Б.В. О возможном генезисе и некоторых закономерностях распространения пластовых фосфоритов хоперского горизонта в районе Калачской возвышенности. – В кн.: Труды III совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966, с. 175–179.

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1961. Ч. 2.

Афанасьев С.Л. Ритмы и циклы в осадочных толщах. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, вып. 6, с. 146–148.

Ахметьев М.А. О климатических флюктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах земного шара (по палеоботаническим данным). – В кн.: Палеонтология, морская геология. М.: Наука, 1976, с. 138–146.

Балакирев В.Г., Бутозов В.П., Гусельников Ю.В., Цинобер Л.И. Исследование благородного опала методом электронной микроскопии. – В кн.: Проблемы кристаллогии. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 220–228.

Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978.

Беркнер Л., Маршалл Л. Кислород и эволюция. – В кн.: Земля и Вселенная. М.: Наука, 1966, с. 32–39.

Бобровник Д.П. Вулканические туфы некоторых пунктов юго-западной окраины Русской платформы. – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1957, № 4, с. 143–154.

Бобровник Д.П., Бойчук Г.В. К минералогии туронского мела г. Кременец. – Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1963, вып. 17, с. 113–119.

Боголепов К.В. К вопросу о стратиграфическом положении и генезисе бокситов Енисейского кряжа. – В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 454–461.

Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. М.: Наука, 1962. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 59).

Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 263).

Бражников Г.А., Бреславский В.В., Грозевская-Кетат О.Б. Палеогеновые отложения Сталинградского Поволжья. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34 (3), с. 3–38.

Бражников Г.А., Бреславский В.В., Грозевская-Кетат О.П., Абраменкова Н.В. Палеогеновые отложения Поволжья. – В кн.: Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 41–48.

Брек Д. Цеолитовые молекулярные сита. М.: Мир, 1976.

Бродская Н.Г. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях. – В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 394–401.

Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 258).

Бутузова Г.Ю. К познанию цеолитов гейландитовой группы. Некоторые вопросы генезиса. – Литология и полез. ископаемые, 1964а, № 5, с. 37–50.

Бутузова Г.Ю. К познанию цеолитов гейландитовой группы. Цеолит из палеогеновых отложений юга СССР. – Литология и полез. ископаемые, 1964б, № 4, с. 66–79.

Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепрово-Донецкой впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1954. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 156).

Бушинский Г.И. Кремнистые породы. – В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Гостоптехиздат, 1958, т. 2, с. 255–268.

Бушинский Г.И. О мелководности фосфоритовых отложений и их генезисе. – В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 102–107.

Бушинский Г.И. Формация фосфория. М.: Наука, 1969.

Бушинский Г.И. Структура и текстура мергельно-меловых пород и меловых кремней. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 22 (1), с. 37–44.

Бушинский Г.И., Шуменко С.И. Уточненное определение цеолита из меловых отложений Брянска. – Литология и полез. ископаемые, 1970, № 6, с. 111–114.

Валетон И. Бокситы. М.: Мир, 1974.

Вальтер И. Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время. СПб., 1911.

Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит., 1953.

Волков А.Н. Бокситы Казахстана и их генезис. – В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 393–415.

Гиммельфарб Б.М. Состояние и задачи научных работ в области фосфатной геологии. – В кн.: Совещание по осадочным породам: Доклады. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1, с. 295–309.

Гречин В.И. Кремнистые породы миоцена Западной Камчатки. – Литология и полез. ископаемые, 1971, № 4, с. 117–123.

Гречин В.И. Миоценовые отложения Западной Камчатки (седиментогенез и катагенез). М.: Наука, 1976. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 282).

Дафф П., Холлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М.: Мир, 1971.

Дистанов У.Г. Загадка каменных шаров. – Природа, 1969, № 4, с. 65–69.

Дистанов У.Г., Копейкин В.А., Кузнецова Т.А., Незимов В.Н. Кремнистые породы (диатомиты, опоки, трепелы) верхнего мела и палеогена Урало-Поволжья. Казань, 1970. (Тр. Геол. ин-та; Вып. 23).

Дистанов У.Г., Копейкин В.А., Кузнецова Т.А., Силантьев В.Н. Об особенностях кремненакопления в мезо-кайнозойских морских платформенных бассейнах. – Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 3, с. 668–671.

Дистанов У.Г., Кузнецова Т.А. Стратиграфия и литология палеогеновых отложений северо-западной части Саратовской обл. – В кн.: Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые мезокайнозоя Урало-Поволжья. Казань, 1971, с. 3–8. (Тр. Геол. ин-та; Вып. 29).

Дистанов У.Г., Кузнецова Т.А., Сорокин В.И. Геолого-геохимические закономерности формирования нерудных полезных ископаемых в ранне- и среднепалеогеновом морском бассейне Русской платформы. Казань, 1973. Рукопись деп. в ВИНИТИ 24.04.73, № 6646-73. Деп.

Дистанов У.Г., Шепелев Ю.Ф. Фосфориты эоценовых отложений Среднего Поволжья и условия их образования. – В кн.: Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые мезокайнозоя Урало-Поволжья. Казань, 1971, с. 88–97. (Тр. Геол. ин-та; Вып. 29).

Дистлер Г.И., Лобачев А.Н., Власов В.П. и др. Новый метод выращивания монокристаллов. – Докл. АН СССР, 1974, т. 215, с. 91–94.

Дубянский А.А. Предварительные сведения о вулканическом пепле, залегающем в окрестностях г. Павловска, Воронежская обл. – Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 39, с. 3–18.

Жиньо М. Стратиграфическая геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1952.

Жузе А.П. Кремнистые осадки в современных и древних озерах. – В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 301–318.

Зеленов К.К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. – В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 30–86. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 81).

Зонов Н.Т., Петрокович Ю.А. Обзор геологического строения месторождений пластовых фосфоритов и бурых железняков бассейна р. Хопра. – В кн.: Агрономические руды СССР. М., 1934, т. 3, ч. 2, с. 25–45.

Казаков А.В. Фосфатные фации. М.: ГОНТИ, 1939.

Казанский Ю.П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 18).

Казанский Ю.П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М.: Наука, 1969.

Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958.

Казаринов В.П., Бгатов В.И., Гурова Т.Н. и др. Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969.

Каптаренко-Черноусова О.К. Киевский ярус и элементы его палеогеографии. Киев, 1951. (Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Стратиграфия и палеонтология; Вып. 3).

Кац М.Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. М.: Наука, 1966. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 158).

Кашлев В.М. К стратиграфии палеогеновых отложений Волгоградского Заволжья и прилегающей к нему узкой полосы правобережья Волги. – В кн.: Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые мезокайнозоя Урало-Поволжья. Казань, 1971, с. 9–19. (Тр. Геол. ин-та; Вып. 29).

Колтун В.И., Сеньковский Ю.Н. О гипергенезе меловых пород Волыно-Подольской плиты. – Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 4, с. 931–933.

Коссовская А.Г. Предисловие. – В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 5–8. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 221).

Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратиформных формаций. – Литология и полез. ископаемые, 1975, № 2, с. 23–44.

Коссовская А.Г., Муравьев В.И. О тождестве океанических и платформенных цеолит-кристобалитовых пород. – Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 431–433.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Кац М.Я. Генетические типы клиноптилолитов континентов и океанов. – В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980, с. 8–30.

Кремнистые породы СССР/Под ред. У.Г. Дистанова. Казань, 1976.

Лавров В.М. Подводный вулканизм Азорского горного узла в Северной Атлантике. – В кн.: Труды II Всесоюзного вулканологического совещания. М., 1966, т. 1, с. 24–32.

Лазаренко Е.К. Курс минералогии. М.: Высш. шк., 1971.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. М., 1963.

Левитан М.А., Донцова Е.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А. Генезис кремней в осадках Тихого океана по данным изотопного состава кислорода и анализа особенностей их распределения. – Геохимия, 1975, № 3, с. 420–429.

Леонов Г.П. Палеогеновые отложения Сталинградского Поволжья и их соотношение с соответствующими образованиями бассейнов рек Дона и Днепра. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1936, т. 14, вып. 4, с. 287–322.

Леонов Г.П. Опыт построения межрегиональной стратиграфической схемы палеогеновых от-

ложений Русской плиты. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1957, № 1, с. 17–25.

Леонов Г.П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложения Русской плиты. М.: Изд-во МГУ, 1961.

Лисицын А.П. Скорость современного осадконакопления в океанах. – Океанология, 1971, № 6, с. 957–968.

Лисицын А.П. Скорости современного и древнего осадкообразования в океанах. – В кн.: Международный геохимический конгресс: Доклады. М., 1973, т. 4, кн. 1, с. 431–436.

Лисицына Н.А., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков. – Литология и полез. ископаемые, 1974, № 6, с. 3–20.

Логвиненко Н.В. К вопросу об осадочной дифференциации вещества. – В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 53–70.

Лодочников В.Н. Полурыхлый пепловый туф трахита из Дувянки. – Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 39, с. 19–34.

Лучицкий В.И. Петрография. М.; Л.: Госгеолиздат, 1949. Т. 2.

Максимова С.В. Биогенные силициты – показатель активизации глубинных разломов. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 6, с. 152–161.

Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса/ Под ред А. Спенсера. М.: Мир, 1977.

Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.: Гостоптехиздат, 1940.

Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968.

Мильнер Г.Б. Петрография осадочных пород. М.: Недра, 1968. Т. 1, 2.

Миртов Ю.В., Красильникова Н.А., Чиркин А.Н. Ультрамикро-кристаллическое строение основных типов фосфатов. – Литология и полез. ископаемые, 1976, № 1, с. 109–120.

Михайлов А.С. Геохимия процессов формирования фосфоритов кремнисто-карбонатных формаций. – В кн.: Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горнохимического сырья СССР. М.: Недра, 1971, с. 40–46.

Михайлов А.С. Фосфатно-карбонатная система и некоторые ее приложения для объяснения геологических процессов. – В кн.: Нерудные ископаемые. Казань, 1974, вып. 2, с. 109–118. (Тр. Геол. ин-та; Вып. 34).

Михайлов А.С. Литологические связи фосфатных, карбонатных и кремнистых пород и использование их при прогнозах и поисках фосфоритов. – В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976, с. 43–52.

Мицюк Б.М. Механизм растворения кремнезема и извлечение его из растворов в природных условиях. – Геохимия, 1972, № 9, с. 1133–1135.

Мицюк Б.М. Механизм переноса и кристаллизации кремнезема в гидротермальных условиях. – В кн.: Типоморфизм кварца Украины. Киев: Наук. думка, 1974, с. 11–18.

Морозова В.Г. Зональная стратиграфия датско-монтских отложений СССР и граница мела с палеогеном. – В кн.: Граница меловых и третичных отложений: МГК. XXI сес. Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 83–100.

Муравьев В.И. Карбонаты терригенных пород – индикаторы стадий постседиментационного преобразования. – В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 145–153.

Муравьев В.И. О генезисе опок. – Литология и полез. ископаемые, 1973, № 4, с. 94–106.

Муравьев В.И. К методике выделения цеолитов из осадочных пород. – Литология и полез. ископаемые, 1974, № 6, с. 146–148.

Муравьев В.И. О природе глобулярного опала в опоках и трепелах. – Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 3, с. 684–686.

Муравьев В.И. Породы–индикаторы глобальных изменений экологических обстановок. – Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 4, с. 943–946.

Муравьев В.И., Воронин Б.И. Гетерогенность состава глауконитовых зерен. – Литология и полез. ископаемые, 1975, № 3, с. 74–84.

Муравьев В.И., Воронин Б.И. Особенности состава цеолитов глауконитово-кремнистой формации и проблема классификации группы клиноптилолита-гейландита. – Литология и полез. ископаемые, 1979, № 2, с. 75–82.

Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977.

Николаева И.В., Ковалева Л.Т., Сухаренко А.В. Эволюция химического состава и классификация минералов группы глауконита. – В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971, с. 81–111. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 144).

Пастернак С.І, Гаврилишин В.І, Гинда В.А. и др. Стратиграфія фауна крейдових видкладів заходу Украіни. Київ: Наук. думка, 1968.

Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971.

Периодические процессы в геологии/Под ред. Н.В. Логвиненко. Л.: Недра, 1976.

Петров В.П. Вулканическое стекло и цеолитообразование. – В кн.: Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М.: Наука, 1967а, с. 7–26.

Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967б.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976.

Плюснина И.И., Левитан М.А. Структура и растворимость биогенного кремнезема. – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 189–192.

Подгорецкий В.В., Поповин Е.Ф. Изотопная палеотермометрия эоценового бассейна Нижнего Поволжья и Южных Ергеней по раковинам крупных фораминифер. – Геохимия, 1968, № 11, с. 1382–1387.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 1940. Т. 1.

Пустовалов Л.В. О терригенно-минералогических фациях. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22, вып. 5, с. 69–80.

Пустовалов Л.В., Султанов А.Д. О сопряженности гранулометрического, минералогического и химического состава пород продуктивной толщи Прикуринской низменности. – Докл. АН СССР, 1946, т. 52, № 3, с. 251–254.

Райтбурд Ц.М., Муравьев В.И. Методика изучения микроструктуры глинистых пород. – В кн.: Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 80–93.

Рожкова Е.В. К номенклатуре кремневых отложений. – В кн.: Материалы по изучению трепела и диатомита в СССР. М., 1929, с. 73–82. (Тр. Ин-та прикл. минералогии и металлургии; Вып. 42).

Ронов А.Б. К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. – Геохимия, 1959, № 5, с. 397–409.

Ронов А.Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). – Геохимия, 1976, № 8, с. 1252–1277.

Ронов А.Б. Принципы сохранения жизни в ходе геологической эволюции Земли. – Природа, 1978, № 4, с. 30–41.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.; М.: ГНТИ нефт. и горно-топлив. лит., 1953.

Самойлов Я.В., Рожкова Е.В. Отложения кремнезема органогенного происхождения. – Тр. Ин-та прикл. минералогии и металлургии, 1925, вып. 18.

Сапожников Д.Г. О закономерностях размещения бокситов в платформенных областях. – В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971а, с. 360–372.

Сапожников Д.Г. Основные бокситоносные провинции СССР. – В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971б, с. 5–14.

Семенов В.П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1965.

Семенов В.П. О границе верхнего мела и палеогена на территории Воронежской антеклизы. – В кн.: Труды III совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966, с. 143–169.

Семенов В.П., Аскочинский Б.В., Селезнев В.Н. Размещение, генезис и возможности использования кремнистых пород верхнего мела Воронежской антеклизы. – В кн.: Сырьевая база кремнистых пород СССР. М.: Наука, 1974, с. 36–40.

Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970.

Сеньковський Ю.М. Літологія верньокрейдових відкладів середнього Придністровья. Київ: Вид-во АН УССР, 1963.

Сеньковський Ю.М. Силіцити крейди південно-західного схилу східно-европейської платформи. Київ: Наук. думка, 1973.

Сеньковский Ю.Н. Литогенез кремнистых толщ Юго-Запада СССР. Киев: Наук. думка, 1977.

Силантьев В.Н. Закономерности размещения и формирования вулканогенно-осадочных месторождений диатомитов, опок и трепелов. – В кн.: Сырьевая база кремнистых пород СССР. М.: Наука, 1974, с. 17–19.

Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 314).

Соболевская В.Н. Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. – В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР: Сб. памяти акад. А.Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 67–123.

Сочава А.В., Гликман Л.С. Циклические изменения содержания свободного кислорода в атмосфере и эволюция. – В кн.: Материалы эволюционного семинара 1973 г. Владивосток, 1974, с. 68–86.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород. М., 1958. Т. 2.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Страхов Н.М. Проблемы осадочного породообразования в освещении В.П. Казаринова. – Литология и полез. ископаемые, 1965, № 6, с. 91–105.

Страхов Н.М. Локализация рудных стяжений Fe и Mn в Тихом океане и ее генетический смысл. – Литология и полез. ископаемые, 1974а, № 5, с. 3–17.

Страхов Н.М. Об эксгаляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках. – Литология и полез. ископаемые, 1974б, № 3, с. 20–37.

Сычева-Михайлова А.М. О фациальных изменениях палеоценовых отложений в Среднем Поволжье. М.: Гостоптехиздат, 1954, с. 24–43. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 4).

Сычева-Михайлова А.М. Палеогеновые отложения Среднего Поволжья. – В кн.: Мезозойские и третичные отложения центральных областей Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1958, с. 227–275.

Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 198).

Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М.: ГНТИ по геологии и охране недр, 1958.

Тюрин Б.А. Платформенное бокситонакопление на территории Казахстана (Центральноказахстанская и Тургайская провинции). – В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971, с. 152–192.

Фербридж Р.У. Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование. – В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971, с. 27–91.

Ферсман А.Е. О процессах окремнения в среднеазиатской пустыне Кара-Кумы. – Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1952, т. 1, с. 825–828.

Филизова Л., Киров Г.Н., Балко В.М. Термични отнасяния на минералите от хейландитовата и стильбитовата група. – Геохимия, минералогия и петрология, София, 1975, № 2, с. 32–50.

Флерова О.В., Гурова А.Д. Верхнемеловые отложения центральных областей Русской платформы. – В кн.: Мезозойские и третичные

отложения центральных областей Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1958, с. 185–226.

Харкевич Д.С., Москалева В.Н. Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 29–46.

Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. – В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 7–29. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 81).

Хворова И.В., Дмитрик А.Л. Электронно-микроскопическое изучение кремнистых пород и вопросы их постседиментационного формирования. – Литология и полез. ископаемые, 1969, № 1, с. 3–15.

Хворова И.В., Дмитрик А.Л. Микроструктуры кремнистых пород. М.: Наука, 1972. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 246).

Херасков Н.П. Геологические формации: (Опыт определения). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, т. 27, вып. 5, с. 31–52.

Цимбальникова А., Дриц В.А., Дмитрик А.Л. Электронно-микроскопическое изучение формы кристаллов глауконита. – Литология и полез. ископаемые, 1973, № 1, с. 121–127.

Чирвинская М.В. Структурно-тектоническая карта Днепрово-Донецкой впадины. М.: ГУГК, 1966.

Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

Шамрай И.А. Литологический очерк палеогеновых отложений в полосе северо-восточный Донбасс, Нижний Дон, Нижнее Поволжье. – Учен. зап. Рост. гос. ун-та, 1952а, т. 18, с. 58–80.

Шамрай И.А. Литолого-минералогические данные по разрезу третичных отложений в районе г. Сталинграда. – Учен. зап. Рост. гос. ун-та, 1952б, т. 18, с. 41–52.

Шамрай И.А. Палеоген Восточного Донбасса и северного крыла Азово-Кубанской впадины. Ростов: Изд-во Рост. ун-та, 1964.

Шамрай И.А. Кремнистые породы юго-востока Русской платформы и условия их образования. – Литология и полез. ископаемые, 1965а, № 2, с. 19–27.

Шамрай И.А. Литологические проявления седиментационных перерывов в палеогеновой толще на юго-востоке Русской платформы. – В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона. Ростов: Изд-во Ростов. ун-та, 1965б, с. 140–148.

Шатский Н.С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1954, т. 29, вып. 5, с. 3–19.

Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификации фосфоритовых залежей. – В кн.: Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2, с. 7–99.

Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3–23.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: ГНТИ по геологии и охране недр, 1958.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1950.

Шуменко С.И. Разновидности аутигенного осадочного гейландита в верхнемеловых осадках Украины. – Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 6, с. 1347–1350.

Шуменко С.И. Генезис мергельно-меловых пород на основе их изучения под электронным микроскопом. – Литология и полез. ископаемые, 1970, № 4, с. 83–91.

Шуменко С.И. Известковый наннопланктон и карбонатонакопление в истории Земли. – Литология и полез. ископаемые, 1972, № 6, с. 139–145.

Шуменко С.И. Об особенностях аллотигенных и диагенетических (пепловых) монтмориллонитов. – Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6, с. 113–115.

Шутов В.Д. Классификация песчаников. – Литология и полез. ископаемые, 1967, № 5, с. 86–103.

Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 278).

Шутов В.Д., Кац М.Я., Соколова А.Л., Казаков Г.А. Кристаллохимия глауконита как индикатора фациальных условий его образования и постседиментационного изменения. – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 74–81.

Эвентов Я.С. К вопросу о расчленении палеогеновых отложений в Нижнем Поволжье и Прикаспийской впадине. – В кн.: Тр. науч. конф. по стратиграфии мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смежных областей. Вольск, 1958, с. 303–310.

Яншин А.Л. Геология Северного Приаралья. М.: МОИП, 1953.

Ames L.L. The genesis of carbonate apatite. – Econ. Geol., 1959, vol. 54, N 5, p. 829–841.

Andel T.H.van. Mesozoic /cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. – Earth and Planet Sci. Lett., 1975, vol. 26, N 2, p. 187–194.

Anderson T.F., Donelli T.W., Drever J.I. et al. Geochemistry and diagenesis of deep-sea sediments from leg 35 of the Deep-Sea. Drilling Project. – Nature, 1976, vol. 261, N 5560, p. 473–476.

Aubry M.P. Recherches sur la nannopetrographie des roches siliceouses. – Bull. trim. Soc. geol. Normandie et amis Mus. du Havre, 1975, t. LXII, f. 2.

Aubry M.P. Nannopetrographie des silex de la craie: la patine. 4eme Reun. annu sci. terre: Paris, 1976. P., 1976.

Bennekom A.I., Gast S.I. Possible clay structures in frustules of living diatoms. – Geochim. et cosmochim. acta, 1976, vol. 40, N 10, p. 1149–1152.

Birch G.F. The nature and origin of mixed apatite/glauconite pellets from the continental shelf of South Africa. – Mar. Geol., 1979, vol. 29, N 1/4, p. 313–334.

Boles J.R. Composition, optical properties, cell dimensions and thermal stability of some heulandite group zeolites. – Amer. Miner., 1972, vol. 57, N 9/10, p. 1463–1493.

Boles J.R., Wise W.S. Nature and origin of deep-sea clinoptilolites. Natur. Zeolites. Occurence Propert. Use Selec. – In: Pap. Intern. Conf. Tucson, Arizona, 1976. Oxford etc., 1978, p. 235–243.

Bramlette M.N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. – US Geol. Surv., 1946, prof pap. 212.

Breitsch O. Über die natürlichen Faser – u. Aggregationstypen beim SiO_2, ihre Verwachsumformen, Richtungsstatistik und Doppelbrechung. – Heidelberg. Beitr. Mineral. Petr., 1957, Bd. 5, S. 331–372.

Brown G., Catt J.A., Weir A.H. Zeolites of the clinoptilolite-heulandite type in sediments of south-east England. – Miner. Mag., 1969, vol. 37, N 288, p. 480–488.

Buerger M.J. The silica framework cristalis and their stability fields. – Zeitschr. Kristallogr., 1935, Bd. 90, H. 2, S. 186–192.

Buerger M.J. The stuffed derivatives of the silica structures. – Amer. Miner., 1954, vol. 39, N 7/8, p. 600–614.

Burst J.F. Mineral heterogeneity in "glauconite" pellets. – Amer. Miner., 1958, vol. 43, N 5/6, p. 481–497.

Buurman P., Plass L. The genesis of Belgian and Dutch flints and cherts. – Geol. Mijnbouw., 1971, vol. 50, N 1, p. 9–28.

Calvert S.F. Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. Pelagic sediments: On Land and under the Sea. – Spec. publ. Intern. Assoc. Sedimentol., 1974, vol. 1, p. 273–299.

Calvert S.F. Mineralogy of silica phases in deep-sea cherts and porcellanites. – Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1977, vol. 286, N 1336, p. 239–251.

Cayeux L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceouses. P., 1929.

Darragh P.J., Gaskin A.J., Sanders G.V. Opals. – Sci. Amer., 1976, N 4, p. 84–95.

Dorman F.H. Some australian oxygen isotope temperatures and a theory for a 30-million year world-temperature cycle. – J. Geol., 1968, vol. 76, N 297, p. 311–313.

Eisenack A. Beitrag zur Glukonitforschung. – Neues Jb. Geol. und Paläontol., 1978, H. 11, S. 641–656.

Ewing I., Windisch C., Ewing M. Correlation of horizon A with JOIDES bore-hole results. – J. Geophis. Res., 1970, vol. 75, N 29, p. 5645–5653.

Flörke O.W. Die Modifikationen von SiO_2. – Fortschr. Mineral., 1967, Bd. 44, H. 2, S. 181–230.

Flörke O.W., Hollmann R., Rad U. von, Rösch H. Integrowth and twilling in opal-CT lepispheres. – Contrib. Mineral. Petrol., 1976, vol. 58, N 3, p. 235–242.

Flörke O.W., Jones J.B., Segnit E.R. Opal-CT crystals. – Neues Jb. Mineral. Monatsch., 1975, N 8, S. 369–377.

Folk R.L., Weaver Ch.E. A study of the Texture and composition of chert. – Amer. J. Sci., 1952, vol. 250, N 7, p. 490–510.

Froehlich F. Nature importance relative et place dans la diagenese des phases de silica presents dans silicifications de craies du bassin oceanique de Madagascar (ocean Indien) et du bassin de Paris. – Bull. Soc. Geol. France, 1974, vol. 16, N 5, p. 498–508.

Füchtbauer H. Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – Erdöl und Kohle, 1959, vol. 12, N 8, S. 605–613.

Geology of Japan. Los Angeles: Univ. of Cal., 1963.

Gibson T.G. Late mesozoic-cenozoic tectonic aspects of the Atlantic coastal margin. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, N 6, p. 1813–1822.

Gibson T.G., Towe K.M. Eocene volcanism and the origin of horizon A. – Science, 1971, vol. 172, N 3979, p. 152–154.

Greenwood R. Cristobalite: its relationship to chert formation in selected samples from the Deep-Sea Drilling Project. – J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, N 3, p. 700–708.

Gregg J.M., Goldstein S.T., Walters L.J. Occurence of strained quartz in the siliceous frustules of cultured freshwater diatoms. – J. Sediment. Petrol., 1977, vol. 47, N 4, p. 1623–1629.

Hallam A., Sellwood B.W. Montmorillonite and zeolites in mesozoic and tertiary beds of southern England. – Miner. Mag., 1970, vol. 37, N 292, p. 950–952.

Harder E.C. Stratigraphy and origin of bauxite deposits. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, vol. 60, p. 887–907.

Harder H. Experimente zur Ausfällung der Kieselsäure. – Geochim. et cosmochim. acta, 1965, vol. 29, N 5, p. 429–442.

Harder H., Flehming W. Quarzsynthese bei tiefen Temperaturen. – Geochim. et cosmochim. acta, 1970, vol. 34, N 3, p. 295–305.

Hay R.L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. – Spec. Pap., Geol. Soc. Amer., 1966, N 85.

Heath G.R. Cherts from the eastern Pacific, Leg 16 DSDP. – Init. Rep. DSDP, 1973, vol. 16, p. 609–613.

Hiern M.N. Opal deposits in Australia. – Quart. Geol. notes Geol. Surv. S. Austral., 1965, N 16, p. 293–302.

Hower J. Some factors concerning the nature and origin of glauconite. – Amer. Miner., 1961, vol. 46, N 3/4, p. 313–334.

Iijima A. Effect of pore water to clinoptilolite-analcime-albite reaction series. – J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. 2, 1975, vol. 19, N 2, p. 133–147.

Iijima A., Utada M. Zeolites in sedimentary rocks with reference to depositional environments and zonal distribution. – Sedimentology, 1966, N 7, p. 327–357.

Iijima A., Utada M. Present-day zeolitic diagenesis of the neogene geosinclinal deposits in the Niigata oil field, Japan. – In: Molecular Sieve Zeolites. Wash., D.C., 1971, p. 347–349.

Initial Report of DSDP. Wash., 1971, vol. 6.

Johnson Th.C. Controls on the preservation on biogenic opal in sediments of the eastern tropical

Pacific. – Science, 1976, vol. 192, N 4242, p. 887–890.

Jones J.B., Segnit E.R. The nature of opal. I. Nomenclature and constituent phases. – J. Geol. Soc. Austral., 1971, vol. 18, p. 57–68.

Kastner M., Keene J.B. Diagenese of siliceous oozes. I. Chemical controls on the rate of opal A to opal CT transformation – an experimental study. – Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, N 8, p. 1041–1059.

Kennedy W.J., Juignet P. Carbonate banks and slump beds in the upper cretaceous (upper turonian – santonian) of Haute Normandie., France. – Sedimentology, 1974, vol. 21, N 1, p. 1–42.

Kennett J.P., Thunell R.C. Global increase in quaternary explosive volcanism. Volcanic ash in deep-sea sections indicates very high rates of explosive volcanism during the last 2 million years. – Science, 1975, vol. 187, N 4176, p. 497–503.

Knox R.W.O'B. Igneous grains associated with zeolites in the thanet beds of Pegwell Bay, northeast Kent. – Proc. Geol. Assoc., 1979, vol. 90, pt 1/2, p. 55–59.

Kohler E.E. Zum Stand der Glaukonitforschung – eine Bibliographie. – Zbl. Geol. und Paläontol. T. I, 1976, H. 5/6, S. 974–1017.

Kossowskaya A.G. Genetic assotiation of sedimentary zeolites in Soviet Union. – Advances in chemistry series 121. III Intern. Conf. Molec. sieves. Wash., 1973, p. 200–208.

Lancelot Y. Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific. – Init. Rep. DSDP, 1973, vol. 17, p. 377–405.

Laves F. Über den Einflus von Spannungen auf die Regelung von Quarz- und Cristobalit-Kristallchen im Chalzedon, Quarzin und Lussatit. – Naturwissenschaften, 1939, Jg. 27, H. 42, S. 705–707.

Lewin J.C. The dissolution of silica from diatom walls. – Geochim. et cosmochim. acta, 1961, vol. 21, N 3/4, p. 182–198.

Mallard E. Sur la lussatite nouvelle variété minerale cristallisée de silice. – Bull. Soc. France. Miner., Cristallogr., 1890, vol. 13, p. 63–66.

Mason B., Sand L.B. Clinoptilolite from Patagonia. The relation between clinoptilolite and heulandite. – Amer. Miner., 1960, vol. 45, N 3/4, p. 341–350.

Mizutani S. Kinetic aspects of diagenesis of silica in sediments. – J. Earth Sci. Nagoya univ., 1967, vol. 15, N 2, p. 99–111.

Mizutani S. Silica minerals in the early stage of diagenesis. – Sedimentology, 1970, vol. 15, N 5/6, p. 419–436.

Moiola R.I. Authigene zeolites and K-feldspar in the Esmeralda formation, Nevada. – Amer. Miner., 1970, vol. 55, N 9/10, p. 1681–1691.

Mumpton F.A. Clinoptilolites redefined. – Amer. Miner., 1960, vol. 45, N 3/4, p. 351–369.

Murata K.J., Nakata J.K. Cristobalitic stage in the diagenesis of diatomaceous shale. – Science, 1974, vol. 184, N 4136, p. 567–568.

Murata K.J., Randell R.J. Silica mineralogy and structure of the Monterey shale, Temblor range, California. – J. Res. US Geol. Surv., 1975, vol. 3, N 5, p. 567–572.

Oehler J.H. Tridimite-like cristals in cristobalitic cherts. – Nature, 1973, vol. 241, p. 64–65.

Oehler J.H. Origin and distribution on silica lepispheres in porcellanite from the Monterey formation of California. – J. Sediment. Petrol., 1975, vol. 45, N 1, p. 252–257.

Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of silica in water. – Geochim. et cosmochim. acta, 1957, vol. 12, N 1/2, p. 123–132.

Picard M.D. Classification of finegrained sedimentary rocks. – J. Sediment. Petrol., 1971, vol. 41, N 1, p. 179–195.

Pittman E.D. Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scanning electron microscopy. – J. Sediment. Petrol., 1972, vol. 42, N 3, p. 507–519.

Preston J. An unusial occurence of quartz and amorphous silica at Carmean Moneymore Co. Antrim. – Geol. Mag., 1977, vol. 114, N 5, p. 389–392.

Rad U. von, Rösch H. Petrography and diagenesis of deep-sea cherts from the central Atlantic. – Spec. publ. Intern. Assoc. Sedimentol., 1974, vol. 1, p. 327–347.

Ravasz C. Regeneration of precious opals. – Sb. Nar. muz. Prazl, 1973, B 29, N 1/2, s. 49–53.

Renton J.J., Heald M.T., Cecil C.B. Experimental investigation of pressure solution of quartz. – J. Sediment. Petrol., 1969, vol. 39, N 5, p. 1107–1117.

Reynolds W.R. Mineralogy and stratigraphy of lower tertiary clays and claystones of Alabama. – J. Sediment. Petrol., 1970, vol. 40, N 3, p. 829–833.

Riedel W.R., Aberdeen E. Treatise on marine ecology and paleoecology. – Mem. Geol. Soc. Amer., 1957, vol. 67, p. 1067–1072.

Robertson A.H.F. The origin and diagenesis of cherts from Cyprus. – Sedimentology, 1977, vol. 24, N 1, p. 11–30.

Robinson P. Zeolitic diagenesis of mio-pliocene rocks of the Silver Pea range, Esmeralda country, Nevada. – J. Sediment. Petrol., 1966, vol. 36, N 4, p. 1007–1015.

Sakharov B.A., Drits V.A. Mixed-layer kaolinite-montmorillonite. – Clays and Clay Miner., 1973, vol. 21, N 1, p. 15–17.

Shutov V.D., Katz M.Ya., Drits V.A. et al. Cristallochemical heterogeneity of glauconite as depending of the conditions of its formations and postsedimentary changes. – In: Proc. Intern. clay Conf., 1972. Madrid, 1973, p. 269–279.

Siever R. Silica solubility 0°–200°C and the diagenesis of siliceous sediments. – J. Geol., 1962, vol. 70, N 2, p. 127–250.

Tarr W.A. The origin of chert and flint. – Missouri Univ. Studies, 1926, vol. 1, N 2, p. 17–26.

Utada M. Zonal distribution of authigenic zeolites in the tertiary rocks in Mogami district Yamagata prefecture. – Sci. Pap. of the College of gen. educat. Univ. of Tokyo, 1965, vol. 15, N 2, p. 173–216.

Utada M. Occurence and distribution of authigenic zeolites in the neogene pyroclastic rocks in Japan. – Sci. Pap. of the College of gen. educat. Univ. of Tokyo, 1970, vol. 20, N 2, p. 191–262.

Valeton I., Abdul-Razzak A. The glauconite of the middle miocene (Hemmor-stufe) from Vechta (north Germany) with special consideration on the characteristics of the potassium in view of radiometric dating. – Neues Jb. Miner. Monatsch., 1973, N 7/8, p. 289–312.

Vidal V.M.V., Vidal F.V., Isaacs J.D., Young D.R. Coastal submarine hydrothermal activity off northern Baja, California. – J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, pt B, N 4, p. 1757–1774.

Weaver F.M., Wise S.W. Ultramorphology of deep-sea critobalitic chert. – Nature, 1972, vol. 237, p. 56–57.

Weaver F.M., Wise S.W. Opaline sediments of the southeastern coastal plain and horizon A.: biogenic origin. – Science, 1974, vol. 184, p. 899–901.

Weir A.H., Catt J.A. The mineralogy of some upper chalk samples from the Arundel arca, Sussex. – Clay miner. Bull., 1965, N 6, p. 97–110.

Wey R., Stiffert B. Reactions de la silice monomoleculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+}. Genese et synthese des argiles. – Colloq. int. CNRS, 1961, vol. 105, p. 11–23.

Wilson M.J., Russel J.D., Tait J.M. A new interpretation of the structure of disordered α-cristobalite. – Contrib. Miner., Petrol., 1974, vol. 47, p. 1–6.

Wise S.W., Hsü K.J. Genesis and litification of deep-sea chalk. – Eclog. geol. helv., 1971, vol. 64, N 2, p. 273–278.

Wise S.W., Kelts K.B. Inferred diagenetic history of a weakly silicified deep-sea chalk. – Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., 1972, vol. 22, p. 177–203.

Wise S.W., Weaver F.M. Chertification of oceanic sediments. Pelagic sediments: on Land and under the Sea. – Spec. Publ. Intern. Assoc. Sedimentol., 1974, vol. 1, p. 301–326.

Zumpe H.H. Microstructures in cenomanian glauconite from the Isle of Wight, England. – Miner. Mag., 1971, vol. 38, N 294, p. 215–224.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

1 – песчаник с массивным опаловым цементом, обр. 200/70, увел. 40; *2* – песчаник с люссатитовым цементом, обр. 183/70, увел. 90; *3* – песчаник с комбинированным люссатитовым крустификационным и халцедоновым поровым цементом, обр. 175/75, увел. 150, ник.+; *4* – песчаник с кварцевым регенерационным цементом, обр. 317/70, увел. 150, ник.+

Таблица II

1 – песчаник с кварцевым регенерационным и халцедоновым крустификационным цементом, обр. е/70, увел. 350, ник.+; *2* – песчаник с фосфатным крустификационным цементом, обр. 127/70, увел. 86, ник.+; *3* – песчаник с базальным монтмориллонитовым цементом (песчаный бентонит), обр. 129/70, увел. 30; *4* – глауконитовый песчаник с базальным опоковым цементом, обр. 223/70, увел. 30

Таблица III

1 – люссатит в порах песчаника, обр. 270/70, СЭМ; *2* – цеолитовая фракция, обр. 180/70, увел. 920; *3* – барит в цементе песчаника, обр. 267/72, увел. 90; *4* – гипс в цементе песчаника, обр. 347/70, кайма регенерационного кварца образует цемент I генерации, остаточное поровое пространство частично заполнено гипсом, увел. 350

Таблица IV

Структура опоки, обр. 235/70, увел. 3000, СЭМ: *1* – обломочная, *2* – глобулярная

Таблица V

Структура опоки, увел. 5000, СЭМ: *1* – кристалломорфная, обр. 137/70, *2* – чешуйчатая, обр. 213/70

Таблица VI

Стекла в опоке: *1* – удлиненный обломок стекла с каналами, обр. 138/70, увел. 1000, *2* – слабо измененный с поверхности обломок стекла в глобулярной опаловой массе, обр. 233/70, увел. 3000, СЭМ

Таблица VII

Биогенные остатки в опоках: *1* – спикула, замещенная опалом CT, обр. 235/70, увел. 2000, СЭМ, *2* – опаловая спикула в опаловой массе, в обоих случаях опал А, обр. 124/75, СЭМ

Таблица VIII

Биогенные остатки в опоках (кокколиты): *1* – слепок кокколита в туронской опоке, обр. 7/72, увел. 10000, СЭМ; *2* – сохранность кокколита в сантонской опоке, обр. 213/70, увел. 3000, СЭМ

Таблица IX

Структура трепела: *1* – могилев-подольский трепел, сеноман, обр. 247/72, увел. 1000, СЭМ, *2* – артемовский трепел, верхний эоцен, обр. 297/72, увел. 1000, СЭМ

Таблица X

Строение трепеловых шариков: *1* – трещина синерезиса на глобуле, обр. 247/72, увел. 3000, СЭМ, *2* – глобули трепела, обр. 247/72 после обработки в растворе NaOH, увел. 3000, СЭМ

Таблица XI

1 – выделение цеолитов в трепеле, обр. 247/72, увел. 2000, СЭМ; *2* – монтмориллонит, облекающий глобулярные частицы, обр. 56/72, увел. 3000, СЭМ; *3* – карбонатный трепел, чешуйки слюд и кокколиты в ассоциации с леписферами, обр. 15/72, СЭМ

Таблица XII

Песчано-трепельно-халцедоновая порода (обр. 209/72) в основании халцедоновой линзы, видно частичное проникновение халцедона в поровое пространство и замещение халцедоном части леписфер, увел. 120: *1* – проходящий свет, *2* – ник.+, *3* – зонально построенные натековые формы, состоящие из опала–А (в центре) и опала–СТ (оболочка), увел. 2000, СЭМ

Таблица XIII

Халцедон: *1* – поверхность крустификационной халцедоновой каймы в цементе песчаника, обр. 97/67, увел. 1000, СЭМ, *2* – скол монолитного халцедона, обр. 113/70, увел. 2000, СЭМ

Таблица XIV

Халцедон, обр. 25/73: *1* – разнозернистая кристаллическая масса халцедона, СЭМ, *2* – изометричная пора в халцедоне, инкрустированная кварцем, СЭМ

Таблица XV

1 – бентонит, видна ультраслоистость, СЭМ; *2* – стекло в бентоните, обр. 33/72, СЭМ

Таблица XVI

1 – диатомит, биоморфная структура, обр. 6/75, СЭМ; *2* – обломок диатомеи в опоке, инкрустированный опалом–СТ, обр. 138/70, увел. 2000, СЭМ

Таблица XVII

Зональная кайма регенерационного кварца в цементе песчаника, обр. 351/70: *1* – нарастание первого слоя кварца на обломочные зерна над тончайшей пленкой глобулярного опала, увел. 5000, СЭМ, *2, 3* – сохранение ориентировки обломочного зерна в каемке аутигенного кварца в направлении единичной оси и халцедоновая кайма в зоне призмы (*2* – проходящий свет, *3* – ник.+, увел. 350), *4* – кристобалит на обломочном зерне, обр. е/70, угольная реплика, увел. 8400, ЭМ

Таблица XVIII

1 – точечный глауконитовый цемент в глауконитовом песчанике, обр. 372/70, увел. 150, ник.+; *2* – биоморфная структура мела, обр. 40/70, СЭМ; *3* – структура перекристаллизованного мела в стенке карстовой воронки, обр. 50/70, СЭМ

Таблица XIX

1 – спикула губки с С-образными полостями, выполненными опалом–СТ, обр. 38/73, увел. 600, проходящий свет; *2* – спикула губки, замещенная халцедоном, видно лучистое строение "нитей" халцедона, ориентированных перпендикулярно оси спикулы, обр. 14/73, СЭМ

Таблица XX

Радиолярия в желваке фосфорита, замещенная фосфатом кальция, обр. 29/75: *1* – общий вид, увел. 300, СЭМ, *2* – деталь, видны короткостолбчатые кристаллы апатита, увел. 3000, СЭМ

Таблица XXI

Фосфатный цемент в песчанике, обр. 168/70, СЭМ: *1* – крустификационная кайма, общий вид, *2* – деталь строения крустификационной оболочки, видна колломорфность неокристаллизованной массы фосфата

Таблица XXII

Опал-кристобалитовые леписферы и цеолиты в опоках, СЭМ: *1* – обр. 137/70, *2* – цеолиты и леписферы в безразличных петрографических соотношениях, обр. 213/70, увел. 10 000

Таблица XXIII

Люссатит в цементе песчаников, СЭМ: *1* – кайма люссатита, обр. 240/70, *2* – пластинчатый (лепестковый) тип строения люссатита, обр. 270/70

Таблица XXIV

Железные руды Хоперского горизонта, обр. 36/78, СЭМ: *1* – прослой массивной плотной руды, *2* – прослой рыхлой руды, обогащенной пелитовым обломочным материалом и кремнеземом

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава первая

Парагенезы пород 14
Методы выделения типов пород 15
Наборы пород в разрезах формаций 17
Типы пород и их характеристика 35
Генетическая интерпретация парагенезов пород 70

Глава вторая

Минеральные парагенезы 76
Минеральные парагенезы песчаных пород 76
Минеральные парагенезы писчего мела и мергелей 105
Минеральные парагенезы опок 112
Минеральные парагенезы трепелов 125
Минеральные парагенезы кремней 132
Минеральные парагенезы бентонитов 137
Минеральные парагенезы биогенных силицитов 145

Глава третья

Процессы аутигенного минералообразования 153
Цементация песчаных пород 153
Изменения пирокластического материала 160
Литификация коллоидных гелей 167
Изменение продуктов гидролиза 173
Изменение биогенных фрагментов 175
Генетическая интерпретация минеральных парагенезов 179

Глава четвертая

Образования, синхронные глауконитово-кремнистым формациям. Попытка глобальной корреляции 185

Заключение 194

Литература 196

Объяснения к таблицам 204

CONTENTS

Introduction 3

Chapter one

Parageneses of rocks 14
Methods for identifying types of rocks 15
Complex of rocks in the sequences for formations 17
Types of rocks and their characteristics 35
Genetic interpretation for parageneses of rocks 70

Chapter two

Mineral parageneses 76
Mineral parageneses of sandy rocks 76
Mineral parageneses of true chalk and marls 105
Mineral parageneses of opokas 112
Mineral parageneses of tripolis 125
Mineral parageneses of flints . . . . .
Mineral parageneses of bentonites 132
Mineral parageneses of biogenous silicites 145

Chapter three

Processes of authigenous mineral formation 153
Cementation of sandy rocks 153
Alteration of pyroclastic material 160
Lithification of colloidal gels 167
Alteration of hydrolysis products 173
Alteration of biogenous fragments 175
Genetic interpretation of mineral parageneses 179

Chapter four

Deposits syncronous with glauconite-siliceous formation. Atempt of global correlation 185

Conclusions 194

Bibliograhpy 196

Explanations to plates 204

Владимир Иванович Муравьев

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ГЛАУКОНИТОВО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор *А.В. Копп*
Художник *И.Ю. Нестерова*
Художественный редактор *Н.Н. Власик*
Технический редактор *М.К. Серегина*
Корректор *Е.Н. Сафронникова*

ИБ № 27522

Подписано к печати 27.06.83. Т – 09376
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 16,9 + 2,0 вкл.
Усл.кр.-отт. 19,1. Уч.-изд.л. 21,3
Тираж 750 экз. Тип.зак. 408
Цена 3 р. 30 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3р. 30 к.