



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

КОНТРОЛЬ ЗА КАЧЕСТВОМ

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



СОДЕРЖАНИЕ

<i>Бойко Т. Ф., Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.</i> Редкоземельные элементы и литолого-фациальная зональность океанских осадков (транстихоокеанский профиль). Сообщение 1. Зональность распределения редкоземельных элементов в осадках	3
<i>Харин Г. С.</i> Роль океанского магматизма в седиментогенезе (на примере Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна)	14
<i>Сколотнев С. Г., Карпова Г. В., Покровская Е. В.</i> Вторичные минералы склоновых отложений подводных Магеллановых гор (Тихий океан)	29
<i>Свальнов В. Н., Беляева Н. В., Дмитренко О. Б., Новикова З. Т., Успенская Т. Ю., Шевченко А. Я.</i> Эдафогенный материал в осадках северной тропической зоны Атлантики	45
<i>Волохин Ю. Г.</i> Геохимические критерии при корреляции кремневых толщ и палеогеографических реконструкциях	64
<i>Шабанина Н. В.</i> В дополнение к вопросу о значении биогенного фактора в образовании фосфоритов	82
<i>Павлов Д. И., Галямов А. Л.</i> Геологические соотношения стратиформного свинцово-цинкового оруденения и нефтепродуцирующих толщ (на примере Южного Верхоянья)	89
<i>Маслов А. В.</i> Рифейские углеродистые отложения Башкирского мегантиклинория	101
<i>Дислер В. Н.</i> Роль гидрогеохимических аномалий в процессах катагенеза при формировании нефтегазовых и газоконденсатных месторождений	110

Краткие сообщения

<i>Кузнецов А. Г.</i> Эоловый тип пелагических глин северной части Тихого океана	122
<i>Кизильштейн Л. Я., Перетягко А. Г., Гофен Г. И.</i> Палеогеографические закономерности распределения элементов-примесей в угольных пластах	129

Критика

<i>Коссовская А. Г., Симанович И. М., Каледа К. Г., Сколотнев С. Г.</i> О книге В. Б. Курносова «Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения»	135
<i>Савенко В. С.</i> Ценное обобщение по геохимии океанских железомарганцевых конкреций	138

Хроника

✓ <i>Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И.</i> Заседание комиссий Международного комитета по петрологии углей (Югославия, 1985)	140
--	-----

CONTENTS

<i>Boyko T. F., Lisitsyna N. A., Butuzova G. Yu.</i> Rare-earth elements and lithological zonation of ocean sediments (the Trans-Pacific profile). Communication 1. Zonation of rare-earth elements distribution in sediments	3
<i>Kharin G. S.</i> The role of oceanic magmatism in sedimentogenesis (exemplified by the Atlantic region and the Norway-Greenland basin)	14
<i>Skolotnev S. G., Karpova G. V., Pokrovskaya E. V.</i> Secondary minerals of the slope deposits of the submarine Magellan Mountains (Pacific Ocean)	29
<i>Sval'nov V. N., Belyaeva N. V., Dmitrenko O. B., Novikova Z. T., Uspenskaya T. Yu., Shevchenko A. Ya.</i> Edaphogenic material in the sediments of north tropical zone of the Atlantic	45
<i>Volokhin Yu. G.</i> Geochemical criteria in the correlation of siliceous beds and paleogeographical reconstructions	64
<i>Shabanina N. V.</i> Additional contribution to the issue about the role of biogenic factor in the formation of phosphorites	82
<i>Pavlov D. I., Galyamov A. L.</i> Geological relations between stratiform lead-zinc ore mineralization and oil-producing beds (exemplified by South Verkhoyanye)	89
<i>Maslov A. V.</i> Riphean carbon deposits of the Bashkirian megaanticlinorium	101
<i>Disler V. N.</i> The role of geochemical anomalies in katagenesis processes during the formation of oil-gas and gas condensate deposits	110

In Brief

<i>Kuznetsov A. G.</i> Eolian type of pelagic clays in the North Pacific	122
<i>Kizil'shtein L. Ya., Peretyat'ko A. G., Gofen G. I.</i> Paleogeographical distribution of elements-admixtures in coal seams	129

Reviews

<i>Kossovskaya A. G., Simanovich I. M., Kaleda K. G., Skolotnev S. G.</i> About the book by V. B. Kurnosov «Hydrothermal changes of basalts in the Pacific Ocean and metalliferous deposits»	135
<i>Savenko V. S.</i> A valuable review on the geochemistry of oceanic ferro-manganese nodules	138

News

<i>Timofeev P. P., Bogolyubova L. I.</i> The meeting of Commissions of the International Committee on Coal Petrology (Yugoslavia, 1985)	140
---	-----

УДК 551.577 : 553.493 (265/266)

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ
ЗОНАЛЬНОСТЬ ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ
(ТРАНСТИХООКЕАНСКИЙ ПРОФИЛЬ).**

**СООБЩЕНИЕ 1. ЗОНАЛЬНОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДКАХ**

БОЙКО Т. Ф., ЛИСИЦЫНА Н. А., БУТУЗОВА Г. Ю.

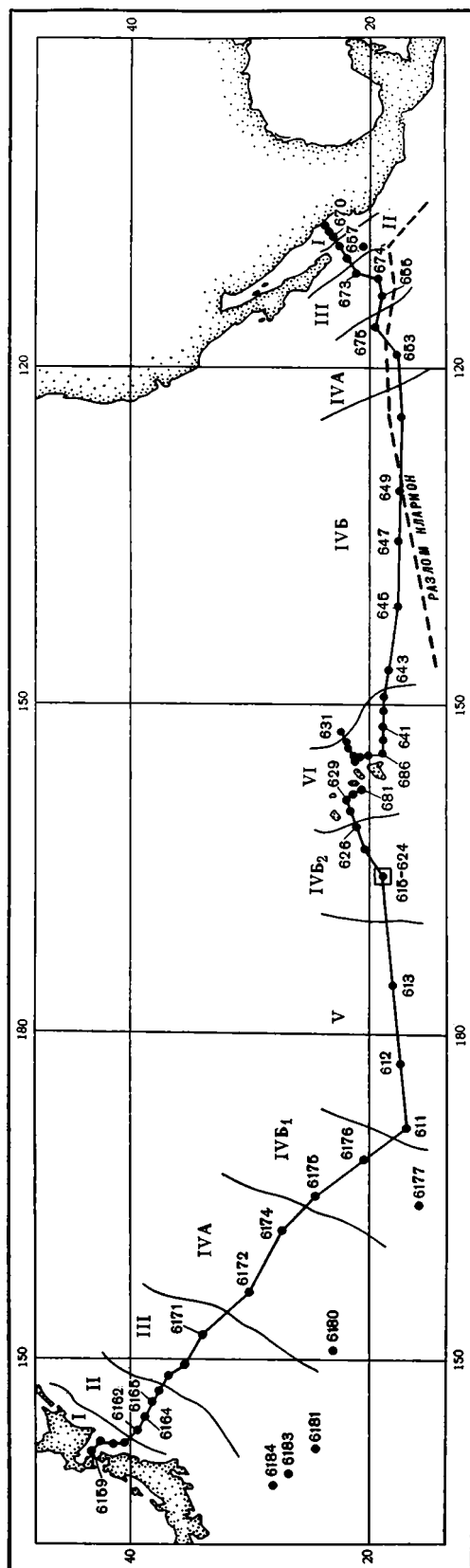
В статье рассмотрены влияние континентальных и островных источников сноса осадочного материала на распределение редкоземельных элементов в донных илах транстихоокеанского профиля (Япония — Мексика) и тенденции изменения содержания и состава лантаноидов при движении к пелагиали океана. Показана зональность распределения редкоземельных элементов, являющаяся отражением литолого-фациальной зональности океанских осадков.

В последней по времени сводной работе, затрагивающей проблемы геохимии лантаноидов и иттрия в океане, А. Дж. Флит и С. Хэмфрис [13, 14] справедливо отмечают противоречивость многих имеющихся данных по распределению этих элементов в различных океанских средах и необходимость дальнейших исследований для воссоздания истинной картины. В литературе обсуждается, в частности, источник редкоземельных элементов (РЗЭ) и иттрия в водах и осадках океана, роль биогенного, гидрогенного, гидротермального и литогенного материала в извлечении их из океанской воды и снабжении ими донных илов, направленность фракционирования лантаноидов в океане, зональность в распределении РЗЭ и Y в осадках, индикаторные возможности лантаноидов в связи с проблемами генезиса океанских илов, роль гальмиролитических процессов в формировании состава РЗЭ океанской воды и влияние продуктов гальмиролиза на состав лантаноидов донных осадков и т. д. Библиография основной литературы, посвященной этой тематике, приведена в работах [13, 14].

При литолого-минералогическом и геохимическом изучении осадков на транстихоокеанском профиле от побережья Японии до берегов Мексики (46-й рейс НИС «Витязь» и 9-й рейс НИС «Дм. Менделеев») авторами было уделено внимание РЗЭ и Y. Небольшая часть полученных результатов в самой общей форме опубликована в работе [2]. Целесообразность более подробного рассмотрения имеющегося фактического материала, выполненного в данной работе, диктовалась дискуссионностью многих вопросов, касающихся распределения РЗЭ и Y в океане.

Профиль и положение на нем станций показаны на фиг. 1. Координаты станций и подробное литолого-минералогическое и геохимическое описание донных илов приведены в работах [4, 6].

В направлении от берегов континентов к глубоководным впадинам океана изучавшийся профиль протяженностью более 12 000 км последовательно пересекает практически все главные тектонические структуры дна северной половины Тихого океана, выраженные в рельефе, что дало возможность рассмотреть различные осадки, связанные с особенностями тектоники и морфологии дна. В результате детального изучения их вещественного состава выделено несколько литолого-фациальных разновидностей донных илов, типичных для океанского седиментогенеза [6]. Прибрежные грубозернистые вулканотерригенные и биогенно-терригенные осадки шельфа и континентального склона (зона I) сменяются гемипелагическими глинистыми слабокремнистыми и слабоизвестковистыми илами дна глубоководных желобов и окраин ложа океана (зона II), а далее — пелагическими глинами переходного типа периферии глубоковод-



ных океанских впадин (зона III) и затем — пелагическими красными глинами с вулканическим пеплом (зона IVA) и с цеолитами (зона IVB) основной площади океанских котловин. В центральной части океана эта последовательность осложняется наложением на общий фон пелагических глин гравийно-песчано-глинистых и карбонатных отложений области подводных вулканических гор Мид Пасифик (зона V) и биогенно-терригенных осадков, содержащих примесь вулканокластического материала, района Гавайских островов (зона VI). Зона VI является естественным рубежом, отделяющим западную часть профиля от восточной.

Литолого-минералогическое изучение донных илов на профиле, выявившее закономерную смену типов осадков, образующих генетический ряд от берегов к пелагиали, позволило предположить, что ведущая роль в их образовании принадлежит биогенно-терригенной седиментации [6]. Об этом свидетельствует отчетливая связь с береговыми источниками сноса как обломочного, так и тонкодисперсного материала, постепенное его изменение в направлении к центральной области океана, сокращение роли биогенных компонентов и сопутствующее этим явлениям уменьшение скоростей осадконакопления. В пелагической зоне океана на фоне ослабленного поступления терригенного и пеплового материалов с континентов (главным образом эоловым путем) существует второй, внутренний, источник, которым являются базальтовые породы поднятий: островов и подводных гор, а также пеплы базальтового состава островных вулканов. Но влияние внутреннего источника носит лишь локальный характер. Для пелагического седиментогенеза в связи с крайне малыми ско-

Фиг. 1. Транстихоокеанский профиль. Точками показаны станции; I—VI — литолого-фациальные зоны

ростями осадконакопления большое значение приобретает гидрогенная фаза, образующаяся при значительном участии биоса. В донных илах восточной части профиля были обнаружены минералого-геохимические проявления эксгальтивного вулканизма. Они приурочены к осадкам ст. 653, 675, 655 и др., находящихся на пересечении профилем зоны трансформного разлома Кларин (см. фиг. 1). Предположительно возраст эксгальций относится к концу плиоцена — началу плейстоцена [6]. В поверхностном слое осадков на этих станциях влияние эксгальций ощущается слабее и выражается главным образом в обогащенности его подвижными формами Mn и Fe.

Материалом для настоящей работы послужили: пробы из поверхностного слоя (0—5 см) илов, поднятые грунтовыми трубками и дночерпателями на 60 станциях, 51 проба гранулометрических фракций ($<0,001$; $0,001-0,01$; $0,01-0,1$ мм), а также отдельные минералы, вулканический пепел, биогенный детрит и т. п. Анализирувавшиеся пробы находились в воздушно-сухом состоянии. Пробы разделяли на гранулометрические классы методом отстаивания в банках. Мономинеральные фракции выделяли с помощью отмывки, расситовки, разделения по удельному весу и магнитным свойствам с дочисткой материала под бинокуляром. Выделение из донных илов глинистых минералов в чистом виде, без нарушения сорбированного на них комплекса элементов и целостности самих минералов, связано с большими методическими трудностями. Поэтому анализируют пробы, которые содержат кроме глинистых минералов и другие компоненты, в том числе и гидрогенные фазы осадков. Глинистые фракции на профиле представляют собой смесь нескольких минеральных видов с преобладанием гидрослюд или монтмориллонита. Видовой их состав определяли по методике, предложенной П. Е. Бискайе [9]. Субколлоидным фракциям ($<0,001$ мм), содержащим 60% и более определенного глинистого минерала, присваивалось соответствующее название: «монтмориллонитовая», «гидрослюдистая» и т. д.

Содержание РЗЭ в пробах выявляли с помощью инструментального нейтронно-активационного анализа. Получены данные по шести лантаноидам: La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu. Точность определений составляет 10—15%. На Y пробы анализировали рентгеноспектральным методом при величине аналитической ошибки $\sim 20\%$. Все определения выполнены в лабораториях ИМГРЭ. При графическом изображении составов РЗЭ применялся метод нормирования по среднему составу лантаноидов глинистых сланцев [16]. Нормированные значения РЗЭ использованы также в таблицах при определении величин отношения сумм некоторых РЗЭ. Для биогенно-терригенных осадков литолого-фациальных зон V и VI, обогащенных CaCO_3 , в целях более наглядного сопоставления аналитических данных применялся пересчет на бескарбонатное вещество (эти случаи оговорены в тексте и таблицах).

Корреляционные связи элементов в донных илах выявлялись на основе расчета рангового коэффициента корреляции Спирмена и методом «дробового выстрела», описанных в [7], а также графическим методом.

Содержание лантаноидов и Y в поверхностном слое осадков индивидуальных станций приведено в табл. 1. Средние содержания этих элементов по каждой литолого-фациальной зоне совместно с данными по P и реакционноспособным формам Fe и Mn, подсчитанными по материалу, опубликованному в работах [4, 6], приведены в табл. 2.

Влияние континентальных и островных источников сноса на распределение РЗЭ в осадках. Графические изображения средних составов РЗЭ (фиг. 2), построенные по данным табл. 2 и литературным материалам, свидетельствуют прежде всего о том, что донные илы (по крайней мере прибрежных зон океана) наследуют ряд существенных особенностей состава РЗЭ и уровень их содержания в денудировемых породах прилегающих областей континентов и островов. Так, для восточной части профиля (см. фиг. 2, б) наблюдается близость значений этих параметров у прибрежных вулканотерригенных (зона I), а также гемипелагических осадков (зона II), с одной стороны, и у гранодиоритов Южной

Содержание РЗР в донных осадках транстихоокеанского профиля, г/т

Зона	Номер станции	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu	Y		
I	Западная половина профиля	6158	15,5	27,1	2,9	0,73	1,8	0,38	—	
		6159	12,0	21,4	2,7	0,63	1,4	0,36	25	
		6160	15,7	29,1	2,9	0,84	1,78	0,35	30	
		6161	15,3	25,0	2,5	0,54	1,44	0,38	30	
II		6162	—	—	—	—	—	—	32	
		6163	18	34	3,1	0,84	1,9	0,4	25	
		6164	17,5	35	3,7	0,90	2,3	0,4	23	
		6165	17	31	3,5	0,89	2,3	0,42	24	
III		6184	17	35	4,1	0,86	1,9	0,35	—	
		6171	22	48	4,5	1,20	3,0	0,44	32	
		6183	27	55	4,6	1,35	2,6	0,50	—	
		6181	—	—	—	—	—	—	24	
IVA		6172	29	61	4,5	1,2	3,0	0,44	50	
		6180	42	92	8,25	2,16	4,05	0,77	—	
IVB ₁		6175	40	70	6,5	1,7	1,9	0,35	40	
		6176	87	172	20,6	5,8	11,0	1,70	160	
		6177	—	—	—	—	—	—	100	
V		611	54 (82)	93 (142)	12,6(19,2)	4,1 (6,3)	6,5 (9,9)	0,97(1,48)	96 (147)	
		612	147	308	37	11	13,6	2,1	320	
		613	39 (84)	53 (115)	9,5 (20,6)	2,8 (6)	4,6 (10)	0,7 (1,52)	72 (156)	
IVB ₂		615	47	93	12	3,1	5,1	0,75	64	
		616	52	79	14	3,3	5,3	0,85	70	
		617	46	89	12	3,2	5,3	0,88	64	
		619	41	78	10	3,0	4,3	0,60	50	
		620	51	90	15	3,2	5,8	1,00	80	
		621	41	77	10	3,0	4,5	0,55	65	
		623	44	87	11	3,0	4,8	0,65	80	
		626	42	89	12	3,0	4,9	0,70	88	
VI	Гавайская зона	Запад	627	18	43	5,7	1,9	0,35	50	
			628	19 (42)	30 (66)	4,7 (10,3)	1,6 (3,5)	2 (4,4)	0,35 (0,8)	30 (67)
			629	14 (39)	24 (67)	3,4 (9,5)	0,9 (2,5)	2,2 (6,1)	0,26 (0,73)	16 (45)
			681	24	44	7,9	2,5	2,5	0,8	40
		Восток	632	29	57	8	2,9	3,3	0,52	46
			633	17 (36)	36 (75)	5,6 (11,7)	1,5 (3,1)	1,6 (3,3)	0,26 (0,54)	16 (33)
			634	32	61	9,4	2,6	3,2	0,48	46
			635	15 (31,5)	31 (65)	3,6 (7,5)	0,8 (1,7)	1,7 (3,6)	0,26 (0,54)	24 (50)
			636	24	48	5,7	2,9	3,3	0,35 (0,52)	24
			637	15 (25)	36 (61)	4,5 (7,6)	1,7 (2,9)	1,1 (1,9)	0,26 (0,44)	34 (56)
			638	16 (24)	31 (51)	5,3 (8,0)	1,7 (2,5)	2,1 (3,1)	0,35 (0,52)	16 (24)
			686	24	40	4,7	2,7	3,2	0,6	24
			641	19	48	5,5	1,9	2,7	0,35	16
			678	23	43	6,4	2,3	3,2	0,62	40
			677	30	49	7,9	2,0	3,2	0,52	46
IVB		651	—	—	—	—	—	—	90	
		631	42	81	9	3,0	5,0	0,76	48	
		643	46	97	12	3,3	5,0	0,70	72	
		645	51	99	11,6	2,8	5,3	0,90	104	
		647	43	86	9	3,1	5,0	0,80	64	
		649	44	82	9,4	2,8	5,4	0,84	64	

Таблица 1 (окончание)

Зона	Номер станции	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu	Y
IVA	653	70	121	13,6	4,5	7,5	1,3	96
	675	59	97	16	4,3	6,7	1,1	112
III	655	45	89	10,4	3,0	5,1	0,97	88
	674	43	83	9,6	3,0	4,8	0,94	86
	673	41	65	9,1	2,4	4,6	0,88	56
II	672	22	46	4,5	1,2	1,6	0,36	32
	671	22	35	4,5	1,1	2,6	0,44	28
	657	26	45	4,8	1,3	2,8	0,4	48
I	670	22	37	4,7	0,95	2,6	0,46	29
	669	24	39	4,7	0,9	2,4	0,44	50
	668	27,8	48	4,9	1,1	3,1	0,54	34

Примечание. Цифры в скобках — содержание элементов в пересчете на бескарбонатное вещество.

Таблица 2

Средние содержания элементов в поверхностном слое осадков тихоокеанского профиля по литолого-фациальным зонам

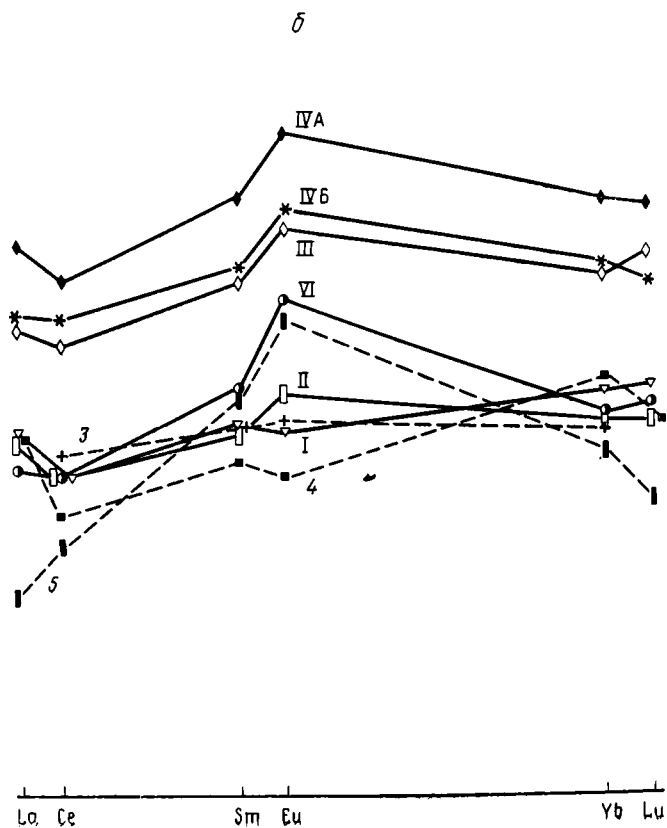
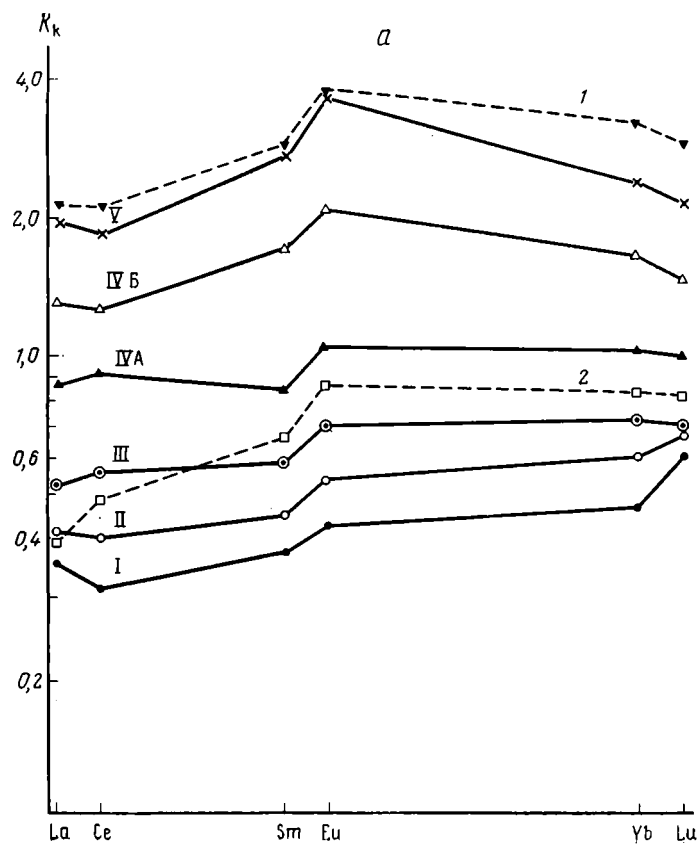
Элемент	Западная часть профиля						
	I	II	III	IVA	IVB ₁	V	IVB ₂
La	14,6	17,5	22	35,5	63,5	81 (104)	45
Ce	25,6	33	46	76,5	121	151,3 (188)	85,2
Sm	2,75	3,4	4,4	6,4	13,5	19,7 (25,6)	12
Eu	0,68	0,87	1,14	1,68	3,75	6,0 (7,8)	3,1
Yb	1,6	2,1	2,5	3,52	6,4	8,2 (11,2)	5,0
Lu	0,37	0,4	0,43	0,60	1,0	1,26 (1,7)	0,75
ΣTR	45,6	57,3	76,5	124,2	209,1	266,4 (338)	151,0
Y	28,3	26	28	50	100	163 (208)	70
P	0,06	0,05	0,06	0,06	0,22	0,24 (0,37)	0,14
Mn *	—	0,22	0,30	0,38	0,36	0,38 (0,45)	0,36
Fe *	—	0,39	0,48	0,47	0,46	0,37 (0,45)	0,54

Элемент	Гавайские острова	Восточная часть профиля				
	VI	IVB	IVA	III	II	I
La	21 (29)	45	64,5	43	23,3	24,6
Ce	39 (55)	89	109	79	42	40,4
Sm	5,7 (7,9)	10,2	14,8	9,7	4,6	4,76
Eu	1,9 (2,5)	3	4,4	2,8	1,2	0,98
Yb	2,4 (3,4)	5,1	7,1	4,8	2,3	2,7
Lu	0,44 (0,60)	0,80	1,2	0,93	0,40	0,48
ΣTP	70,4 (98,5)	153,1	201,0	140,2	73,8	73,9
Y	32 (43,5)	73	104	77	36	38
P	0,10 (0,14)	0,13	0,16	0,15	0,10	0,15
Mn *	0,17 (0,18)	0,50	0,69	1,43	1,41	0,004
Fe *	0,74 (0,79)	0,49	0,54	0,88	0,61	0,16

Примечание. 1. Цифры в скобках — содержание элементов в пересчете на бескарбонатное вещество. 2. Содержание PЗЭ и Y приведено в г/т, остальных элементов — в %.

* Содержание реакционноспособных форм Fe и Mn, извлекаемых из проб двукратным применением вытяжки Р. Честера и М. Хьюджеса [12] (по данным, приведенным в работе [4]).

Калифорнии [8], а также вулканических лав, стекла и пемзы дацитового состава района Калифорнийского залива [11] — с другой. Этот факт хорошо согласуется с выводом, сделанным по результатам литолого-минералогического изучения донных илов указанного участка профиля, о значительном вкладе интрузивных и эффузивных пород Калифорнии и Мексики в поставку осадочного материала в океан [6].



Фиг. 2. Эволюция содержания и состава РЗЭ в осадках от периферии к центру океана (а — западная часть профиля, б — восточная) I—VI — литолого-фациальные зоны (зона IVB западной части профиля включает данные по IVB₁ и IVB₂; по зоне V и VI, как и по другим зонам, содержание РЗЭ дается на натуральный осадок); 1 — поверхностный осадок ст. 6176; 2 — андезит-дациты о-ва Хоккайдо по 27 пробам [15]; 3 — лава, вулканическое стекло, пемза дацитового состава (Калифорния) [11]; 4 — гранодиориты Южной Калифорнии [8]; 5 — базальты шести гавайских вулканов по 40 пробам [10]

Состав РЗЭ в осадках различных литолого-фациальных зон в целом по тихоокеанскому профилю

Зона, станция	ΣРЗЭ, г/т	Y, г/т	La+Ce	Sm+Eu	Yb+Lu	Y, % от ΣРЗЭ+Y
			% от ΣРЗЭ			
I	59,75	33	88,03	7,66	4,31	35,5
II	65,53	31	88,36	7,67	3,97	32,1
III	108,35	52,5	87,68	8,32	4,00	32,6
IVA	162,60	77	87,79	8,39	3,82	32,1
IVБ	171,10	80	87,43	8,86	3,71	31,8
V	266,46	163	86,81	9,64	3,55	37,9
VI	70,44	32	85,18	10,79	4,03	31,2
IVБ (ст. 6176)	298,1	160	86,88	8,85	4,26	34,9
IVA (ст. 675)	184	112	84,75	11,02	4,23	37,8

Повышенная роль промежуточных лантаноидов, особенно Eu, в составе РЗЭ базальтов Гавайских вулканов при сравнительно низком содержании суммы РЗЭ [10] характерна и для биогенно-терригенных донных илов зоны VI (см. фиг. 2, б), поддерживая представления, развиваемые в предыдущих исследованиях, об обогащенности этих осадков материалом разрушения гавайских островных базальтов и пеплом гавайских вулканов [6]. На фиг. 2, а видна также близость уровней содержания и составов РЗЭ пелагических глин переходного типа зоны III западной части профиля и вулканических пород андезит-риолитовой серии Японии [15], что вполне соответствует выводам о значительной роли вулканических пеплов подобного состава в донных илах этой зоны [6]. Необходимо также отметить, что такая специфика состава лантаноидов прибрежных осадков, как дефицит Ce относительно La, приобретенная ими от денудированных пород суши, постепенно утрачивается по мере движения к центру океана. Но она прослеживается иногда в донных илах вплоть до зоны пелагических глин с цеолитами (IVБ), что видно, в частности, на примере восточной части профиля (см. фиг. 2, б). Это позволяет предполагать, что Ce-аномалия в глубоководных осадках может иметь отчасти унаследованный характер и что величина La/Ce в них, очевидно, зависит от их аллотигенной составляющей, а не только определяется соотношением аутигенных фаз донных илов [5].

Таким образом, приведенные выше материалы хорошо согласуются с представлениями о наследовании прибрежными осадками состава РЗЭ континентальных и островных источников сноса. Но обогащенность легкими и промежуточными лантаноидами, отмечаемая в работе [1], не является их обязательным атрибутом, что хорошо видно из фиг. 2. В каждом конкретном случае состав РЗЭ прибрежных илов будет, несомненно, соответствовать составу лантаноидов преобладающего источника осадочного материала для океана в данном районе или суммарному составу РЗЭ нескольких источников, если их вклад в поставку материала близок.

Тенденции изменения состава РЗЭ при движении к пелагиали океана. Общие тенденции изменения уровня содержания РЗЭ и Y и состава лантаноидов в осадках при движении от берега к пелагическим областям океана для западной и восточной частей и в целом для профиля видны из данных, приведенных в табл. 2—4 и фиг. 2. На фоне увеличения содержания в донных илах всех РЗЭ и Y отчетливо проявляется опережающий рост значения промежуточных РЗЭ (ПРЗЭ): Sm и Eu (см. табл. 3 и фиг. 2). Из данных табл. 4 видно, что к ПРЗЭ примыкает и Ce. В результате за счет более интенсивного роста содержания Sm, Eu, Ce их роль (в %) в составе РЗЭ пелагических глин по сравнению с прибрежными осадками увеличивается при некотором снижении значения La, Yb, Lu, а также Y (см. табл. 4). Это находит отражение и в величинах отношений нормированных значений содержания легких, промежуточ-

Средние содержания РЗЭ и Y в прибрежных (зоны I) и пелагических (зоны IVБ) осадках в целом по профилю; отношение нормированных содержаний элементов

Зона	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu	ΣTR	Y	$\frac{La+Ce}{Yb+Lu}$	$\frac{La+Ce}{Sm+Eu}$	$\frac{Sm+Eu}{Yb+Lu}$	La/Ce
I	19,60 32,80	33,0 55,23	3,75 6,27	0,83 1,39	2,15 3,60	0,425 0,71	59,75 100	33 35,57	0,67	0,87	0,77	0,59
IVБ	51,2 29,92	98,4 57,51	11,9 6,96	3,25 1,90	5,5 3,21	0,85 0,5	171,1 100	80 31,8	0,82	0,68	1,20	0,52
K _K	2,61	2,98	3,17	3,91	2,56	2,0	2,86	2,42				

Примечание. 1. В числителе приведены абсолютные содержания, г/т; в знаменателе — относительные, % (для РЗЭ в % от суммы шести лантаноидов, для Y в % от ΣРЗЭ + Y). 2. K_K приведен для лантаноидов в пелагических глинах. 3. La/Ce — отношение ненормированных содержаний.

ных и тяжелых лантаноидов в мелководных и пелагических донных илах. Преимущественное увеличение содержания Sm, Eu и Ce по сравнению с другими РЗЭ в глубоководных осадках наблюдается и при сравнении коэффициентов концентрации (K_K) лантаноидов в пелагических глинах. По величине K_K РЗЭ и Y выстраиваются в следующий ряд: Eu > Sm > > Ce > La > Yb > Y > Lu (см. табл. 4).

Таким образом, данные, полученные на реальном профиле через океан, не подтверждают представления о зональности распределения РЗЭ в его осадках, изложенные в работе [1]. Так, например, не наблюдаются в целом обогащенность пелагических глин (по сравнению с прибрежными донными илами) тяжелыми РЗЭ (ТРЗЭ) и увеличивающийся дефицит Ce в составе лантаноидов осадков при движении к центру океана. Последнее обстоятельство отмечалось нами ранее в работе [2]. Схема зональности на профиле, как показано выше, выглядит прямо противоположной.

Своеобразие осадков зон подводных гор Мид Пасифик и Гавайского архипелага, находящихся в центральной части океана, среди области развития пелагических глин, сказывается как в уровне содержания, так и в особенностях состава лантаноидов этих донных илов. Песчано-карбонатные и глинистые осадки зоны V характеризуются максимальными для профиля средними содержаниями РЗЭ и Y, более скромной ролью Ce и несколько повышенной долей промежуточных лантаноидов, а также Y в составе РЗЭ по сравнению с окружающими эту зону пелагическими глинами (см. табл. 2 и 3). Одновременно осадки зоны V являются и наиболее обогащенными Р (см. табл. 2). В то же время донные илы Гавайской зоны (VI) обеднены РЗЭ и Y относительно пелагических глин (см. табл. 2). В составе лантаноидов этих осадков роль Y и легких РЗЭ (ЛРЗЭ) падает до минимального уровня, отмечаемого на профиле (главным образом за счет La), а доля ПРЗЭ и ТРЗЭ повышается по сравнению с пелагическими глинами. При этом для ПРЗЭ ее величина достигает максимального уровня, наблюдаемого в изучавшихся донных илах океана (см. табл. 3). Как уже отмечалось ранее, осадки зоны VI в значительной степени формируются за счет продуктов разрушения островных базальтов и пеплов гавайских вулканов, которые имеют именно такое соотношение РЗЭ (см. фиг. 2, б).

Описанная выше схема изменения состава лантаноидов в донных илах на тихоокеанском профиле основывалась на анализе средних значений, характеризовавших определенные литолого-фациальные зоны. Если же рассматривать данные по каждой изучавшейся станции, то вскрывается более сложная картина. Наиболее существенной ее деталью является некоторое обогащение состава РЗЭ пелагических осадков на ряде станций Y и ТРЗЭ. Так, например, уже отмечавшаяся в литературе повышенная роль Y в составе лантаноидов донных илов ст. 6176 из зоны

Коэффициенты корреляции r элементов в осадках в целом по профилю

Элементы	$r_{\text{расч}}$	$r_{\text{доп}}$	Элементы	$r_{\text{расч}}$	$r_{\text{доп}}$
P — Σ PЗЭ *	0,81	0,54	Fe _{реак} — Σ PЗЭ	0,05	0,41
P — Σ PЗЭ	0,40	0,33	Fe _{вал} — Y	0,21	0,32
P — Y *	0,85	0,54	Fe _{реак} — Y *	0,25	0,56
P — Y	0,5	0,4	Fe _{реак} — Y	0,06	0,43
Mn _{вал} — Σ PЗЭ	0,49	0,27	Al — Σ PЗЭ	0,24	0,27
Mn _{реак} — Σ PЗЭ *	0,44	0,56	Sc — Σ PЗЭ	0,25	0,27
Mn _{реак} — Σ PЗЭ	0,40	0,40	Sc — Y	0,1	0,26
Mn _{вал} — Y	0,51	0,30	Hf — Σ PЗЭ	0,1	0,27
Mn _{реак} — Y *	0,57	0,56	Ta — Σ PЗЭ	0,27	0,33
Mn _{реак} — Y	0,6	0,42	C _{орг} — Σ PЗЭ	—0,51	0,27
Fe _{вал} — Σ PЗЭ	0,26	0,26	C _{орг} — Y	—0,58	0,32
Fe _{реак} — Σ PЗЭ *	0,25	0,56	CaCO ₃ + SiO ₂ (аморф) — — PЗЭ *	—0,3	0,59

* Соотношение средних содержаний элементов по литолого-фациальным зонам (в остальных случаях взаимосвязь выявлялась при сравнении содержаний по индивидуальным станциям).

IVБ, западной части профиля (см. табл. 3) связывается с наличием в осадках значительного количества костного фосфата [3]. Обогащенность Y и TPЗЭ, а также PRЗЭ наблюдается и в поверхностном слое осадков ст. 675 из зоны IVA восточной части профиля (см. табл. 3). В колонке илов на этой станции зафиксированы следы гидротермальной деятельности [4].

Упомянутая выше обогащенность глубоководных илов Y и тяжелыми лантаноидами проявляется локально и не характерна в целом для пелагических глин, пересекаемых профилем (см. табл. 3).

Каковы же причины, вызывающие отмеченные изменения уровня содержания PЗЭ и Y и состава лантаноидов на реальном профиле океанской седиментации? Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо рассмотреть материалы по взаимосвязи лантаноидов и Y с другими компонентами осадков, распределение PЗЭ и Y по гранулометрическим классам донных илов, состав и уровень содержания этих элементов в минералах и отдельных фазах осадков.

Корреляционные связи PЗЭ и Y с другими компонентами донных илов. Расчет корреляционных связей между компонентами осадков в анализировавшихся пробах показал, что в целом по профилю существует прямолинейная зависимость между содержаниями в донных илах суммы PЗЭ, а также Y, с одной стороны, и валовыми содержаниями P и Mn — с другой. В то же время отсутствует связь лантаноидов с Al, Sc, Hf, Ta, а с таким компонентом осадков, как Fe_{вал}, намечается лишь тенденция прямой зависимости. Выявилась обратная корреляция суммы PЗЭ, а также Y с C_{орг}. Аналогичная тенденция наблюдается и в соотношении лантаноидов с такими биогенными компонентами осадка, как CaCO₃ и SiO₂ (аморф) (табл. 5). Хорошая корреляция лантаноидов и Y с P прослеживается не только в целом по профилю, но и в пелагических глинах (зоны IVA и IVБ, табл. 6). Для PЗЭ в отличие от Y она наблюдается и в донных илах литолого-фациальных зон I и II. Вместе с тем мы не обнаружили зависимости суммы PЗЭ и Y с Mn_{вал} и Fe_{вал} в пелагических глинах профиля, о которой сообщается в работе [5]. Отмеченные выше корреляционные взаимоотношения суммы PЗЭ, как показывают выборочные расчеты, характерны обычно и для индивидуальных лантаноидов, что является следствием их высокой геохимической когерентности (см. табл. 6). Необходимо дополнительно отметить отсутствие зависимости между содержаниями в осадках Y и Fe_{вал} в целом по профилю (см. табл. 5).

Коэффициенты корреляции r элементов в пелагических глинах (зоны IVA и IVB)

Элементы	$r_{расч}$	$r_{доп}$	Элементы	$r_{расч}$	$r_{доп}$
P — Σ PЗЭ	0,97	0,65	Fe _{вал} — La	0,25	0,69
P — Ce	1,00	0,65	Fe _{вал} — Ce	0,25	0,69
P — La	1,00	0,65	Fe _{реак} — Σ PЗЭ	0,43	0,69
P — Eu	1,00	0,65	Fe _{реак} — Y	0,27	0,74
P — Yb	1,00	0,65	Fe _{реак} + Mn _{реак} — Σ PЗЭ	0,42	0,69
P — Y	0,93	0,65	Fe _{реак} + Mn _{реак} — Y	0,52	0,74
Mn _{вал} — Σ PЗЭ	0,53	0,56	Mn _{вал} /Fe _{вал} — La	—0,125	0,69
Mn _{вал} — Y	0,50	0,59	Mn _{вал} /Fe _{вал} — Ce	—0,125	0,69
Mn _{реак} — Σ PЗЭ	0,38	0,65	Mn _{вал} /Fe _{вал} — Sm	—0,125	0,69
Mn _{реак} — Y	0,38	0,69	Mn _{реак} /Fe _{реак} — Σ PЗЭ	0,5	0,69
Fe _{вал} — Σ PЗЭ	0,11	0,56	Fe _{реак} + Mn _{реак} /P — Ce	—0,5	0,69
Fe _{вал} — Yb	0	0,69			
Fe _{вал} — Sm	0	0,69			

Можно было предполагать, что PЗЭ и Y имеют более эффективные корреляционные связи не с валовыми содержаниями Fe и Mn в донных илах, которые подвержены влиянию литогенной фазы, а с их реакционноспособными формами (см. табл. 2), имеющими, очевидно, в значительной мере гидrogenную или гидротермальную природу и способными поглощать лантаноиды и Y из океанской воды [1, 5]. Было проведено соответствующее сопоставление как средних содержаний по литолого-фациальным зонам, так и содержаний по индивидуальным станциям (см. табл. 5 и 6). Полученные результаты не подтверждают высказанное выше предположение. Значимая прямолинейная зависимость выявлена только для пары Y — Mn_{реак} и только в целом по профилю при учете содержаний по индивидуальным станциям. Для суммы PЗЭ обнаружена лишь тенденция связи с Mn_{реак} (см. табл. 5). Корреляция суммы PЗЭ и Y с Fe_{реак} отсутствует как в целом по профилю, так и в пелагических глинах. Не обнаружена зависимость и между суммой реакционноспособных форм Fe и Mn и содержаниями PЗЭ и Y в пелагических глинах, а также величиной Mn_{реак}/Fe_{реак} и содержанием лантаноидов в них (см. табл. 6). Отсутствует корреляция и между величиной (Fe_{реак}+Mn_{реак})/P и содержанием Ce в пелагических глинах, о которой сообщается в работе [5].

Таким образом, результаты расчетов свидетельствуют, что в осадках профиля у PЗЭ и Y существуют более тесные связи с фосфором. Отсутствие значимой корреляции лантаноидов и Y с реакционноспособными формами Fe и Mn в донных илах, и в частности в пелагических глинах, может определяться неоднородностью, различным генезисом этих форм. Доля реакционноспособной формы Fe и Mn, связанной с жизнедеятельностью биоса и, вероятно, наиболее важной для контроля содержания PЗЭ, Y, возможно, и фосфора, в общей сумме этих форм, по-видимому, весьма непостоянна.

Влияние вещественного состава океанских осадков на распределение в них лантаноидов и Y и соответствующие выводы будут рассмотрены в следующем сообщении.

Литература

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
2. Бойко Т. Ф., Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. и др. Редкие элементы — гидролизаты в осадках на профиле через Тихий океан//Литология и полез. ископаемые. 1979. № 3. С. 19—30.
3. Волков И. И., Фомина Л. С. Новые данные по геохимии редкоземельных элементов в осадках Тихого океана//Геохимия. 1973. № 11. С. 1603—1615.

4. Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль)/Под ред. Остроумова Э. А. М.: Наука, 1980. 287 с.
5. Гурвич Е. Г., Лукашин В. Н., Лисицын А. П., Куринов А. Д. Редкоземельные элементы и иттрий//Геохимия элементов-гидролизатов. М.: Наука, 1980. С. 71—116.
6. Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансокеанский профиль)/Под ред. В. Н. Холодова. М.: Наука, 1979. 263 с.
7. Миллер Р. Л., Кан Дж. С. Статистический анализ в геологических науках. М.: Мир, 1965. 482 с.
8. Хэскин Л. А., Фрей Ф. А., Шмитт Р. А., Смит Р. Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 187 с.
9. Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean//Geochim. Techn. Rept. 1964. V. 8. P. 12—28.
10. Budahn J. R., Schmitt R. A. Petrogenetic modeling of Hawaiian tholeiitic basalts: A geochemical approach//Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. № 1. P. 67—87.
11. Cameron K. L., Cameron M. Rare earth element, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ compositions of Cenozoic orogenic dacites from Baja California, north-western Mexico, and adjacent west Texas: evidence for the predominance of a subcrustal component//Contrib. Mineral. and Petrol. 1985. V. 91. № 1. P. 1—11.
12. Chester R., Hughes M. I. A chemical technique for the separation of ferromanganese minerals, carbonate minerals and absorbed trace elements from pelagic sediments//Chem. Geol. 1967. V. 2. № 3. P. 249—262.
13. Fleet A. J. Aqueous and sedimentary Geochemistry of the rare earth elements//Rare earth Element Geochemistry/Ed. Henderson P. Amsterdam; Oxford; N. Y.; Tokyo: Elsevier, 1984. P. 343—374.
14. Humphris S. E. The mobility of the rare earth elements in the crust//Rare earth Element Geochemistry/Ed. by P. Henderson. Amsterdam; Oxford; N. Y.; Tokyo: Elsevier, 1984. P. 317—342.
15. Masuda Y., Nichimura S., Ikeda T., Katsui Y. Rare earth and trace elements in the quaternary volcanic rocks of Hokkaido, Japan//Chem. Geol. 1975. V. 15. № 4. P. 251—271.
16. Piper D. Z. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary//Chem. Geol. 1974. V. 14. № 4. P. 285—304.

Геологический институт АН СССР,
Москва
Институт минералогии, геохимии и
кристаллохимии редких элементов,
Москва

Поступила в редакцию
12.XI 1986

УДК 553.212.5 : 552.5 (261/264)

**РОЛЬ ОКЕАНСКОГО МАГМАТИЗМА В СЕДИМЕНТОГЕНЕЗЕ
(НА ПРИМЕРЕ АТЛАНТИКИ И НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА)**

ХАРИН Г. С.

Выявлена значительная неравномерность (в пространстве и во времени) в поставке в океан вещества, связанного с магматизмом и магматическими породами. В Атлантике и Норвежско-Гренландском бассейне выделено 12 крупных ареалов пеплопадов, приуроченных в основном к Северному полушарию, что определяется более активной деятельностью «горячих» точек внутриплитного магматизма. Намечается по меньшей мере три крупных этапа активизации такого магматизма: позднемеловой, эоценовый, миоцен-современный. Предполагается, что магматизм океана играет важную роль в поставке газовой-флюидной жидкой вещества, а также в формировании металлоносных осадков и сульфидных залежей.

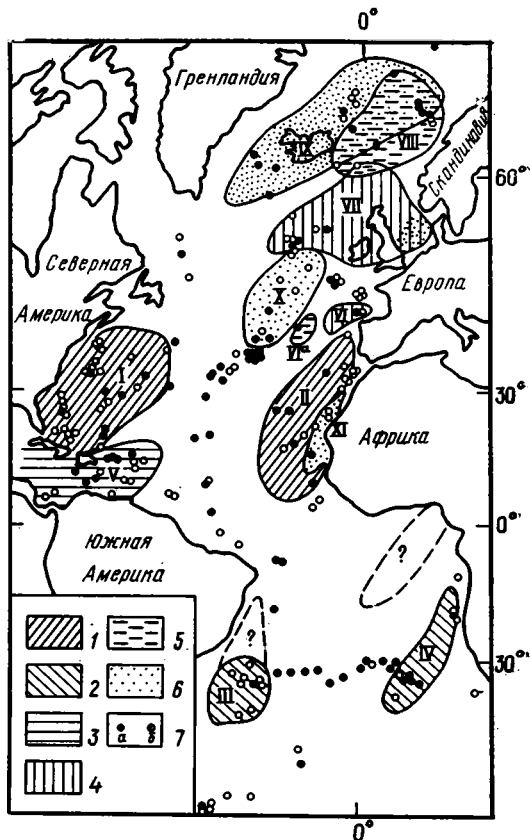
Одной из первоочередных задач в области исследования океанского седиментогенеза является оценка значимости вулканических процессов в геохимическом балансе седиментаций в океанах [24]. Важное значение в океанском рудообразовании имеет эндогенное вещество, тем или иным способом выделяющееся из магматических пород под дном океана [2, 19]. Магматические, и в частности вулканические, процессы оказывают влияние на седиментогенез путем поставки в океан газовой-флюидных компонентов, растворов, вулканокластики. Нужно также учитывать, что магматические породы, составляющие фундамент океана и океанские острова, разрушаются и дают в отдельных районах значительное количество вулканотерригенных и эдафогенных продуктов. Геологические данные и особенно результаты глубоководного бурения позволяют оценить роль названных выше факторов при формировании осадочного чехла Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна.

Распределение вулканокластики. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что океанские осадки состоят в основном из вулканогенного материала двух генетических типов — тефры и гиалокластики [30]. Тефра (вулкано-, пирокластика) захоронена в осадочном чехле в виде вулканических туфов, пепловых прослоев и рассеянного материала. Пепловые прослои, даже очень тонкие (доли сантиметров), хорошо различимы в кернах глубоководного бурения и в геологических колонках. Они обычно имеют мономиктовый (базальтовый, риолитовый) состав, реже смешанный. Гиалокластика возникает при подводных извержениях, в том числе и глубоководных, вследствие фрагментации стекловатых корок потоков пиллоу-лав. На малых глубинах в результате извержений фреатического типа образуются гиалотуфы [36]. В осадочном чехле Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна гиалокластика распространена локально, тогда как тефра и переотложенный вулканогенный материал (тефроиды) — широко.

Наблюдается приуроченность вулканокластического материала к определенным площадям и эпохам (фиг. 1); распределение его в разрезах осадочного чехла видно на пеплограммах (фиг. 2, 3). Судя по приведенным данным, более насыщенными пирокластикой являются осадки Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна, где выделяется не менее 10 ареалов пеплопадов разного возраста. В Южной Атлантике существовало лишь два крупных ареала.

Наиболее древними ареалами пеплопадов являются Северо-Американский и Канарский. Они расположены почти симметрично относительно оси Срединно-Атлантического хребта. Пеплопады здесь происходили с раннего мела и по эоцен. Наибольшее их количество приурочено к

Фиг. 1. Распределение вулканического пепла по площади дна Атлантического океана и Норвежско-Гренландского бассейна 1 — 6 ареалы пеплопадов (1 — раннемеловой — раннеэоценовый, 2 — позднемеловой — раннемиоценовый, 3 — позднемеловой — четвертичный, 4 — палеоцен-эоценовый, 5 — эоцен-олигоценный, 6 — миоцен-четвертичный); 7 — скважины глубоководного бурения (а — пробуренные до магматического фундамента океана, б — остановленные в осадочном чехле); I—XI — номера ареалов пеплопадов. Пунктиром ооконтурены площади предполагаемых крупных пеплопадов

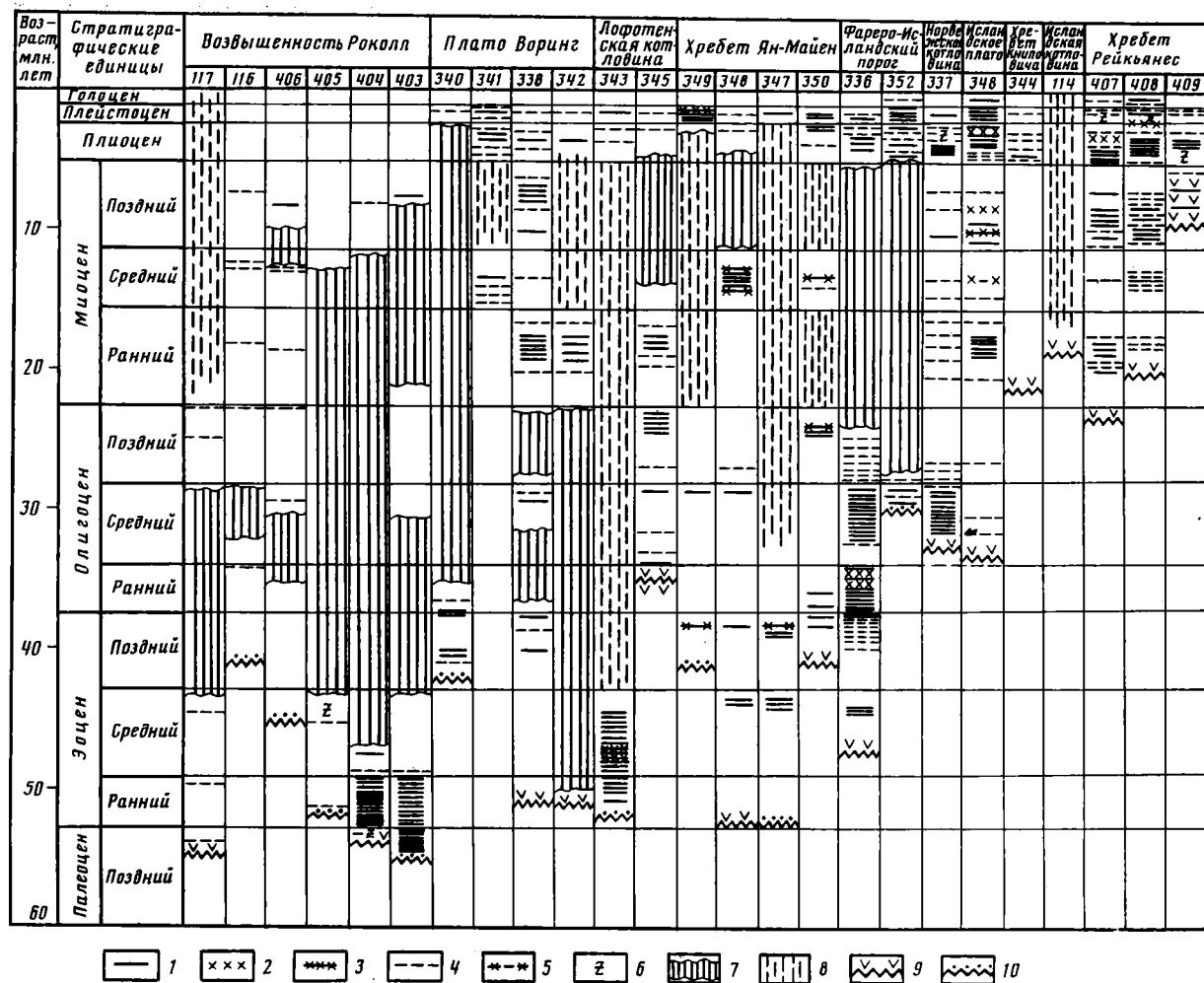


позднему мелу. В некоторых скважинах (скв. 10) число прослоев вулканического пепла достигает 26, а их суммарная мощность 10—15 м. Следует отметить, что пирокластика этого времени сильно изменена и нередко замещена цеолитами.

Верхнемеловые — миоценовые пеплы наблюдались на возвышенности Риу-Гранди и Китовом хребте. Ареалы этих пеплопадов также расположены симметрично по обе стороны от Срединно-Атлантического хребта. На Китовом хребте наиболее обильными были позднемеловые и эоценовые пеплопады. Мощность туфов здесь достигает нескольких десятков метров (скв. 524, 359). После длительного затишья пеплопады возобновились в раннем миоцене, сосредоточившись в северной части хребта (скв. 530). На возвышенности Риу-Гранди обильные пеплопады с суммарной мощностью прослоев до 30 м (скв. 516) происходили в эоцене и раннем миоцене. В незначительном количестве вулканические пеплы отложились в середине плиоцена (скв. 356).

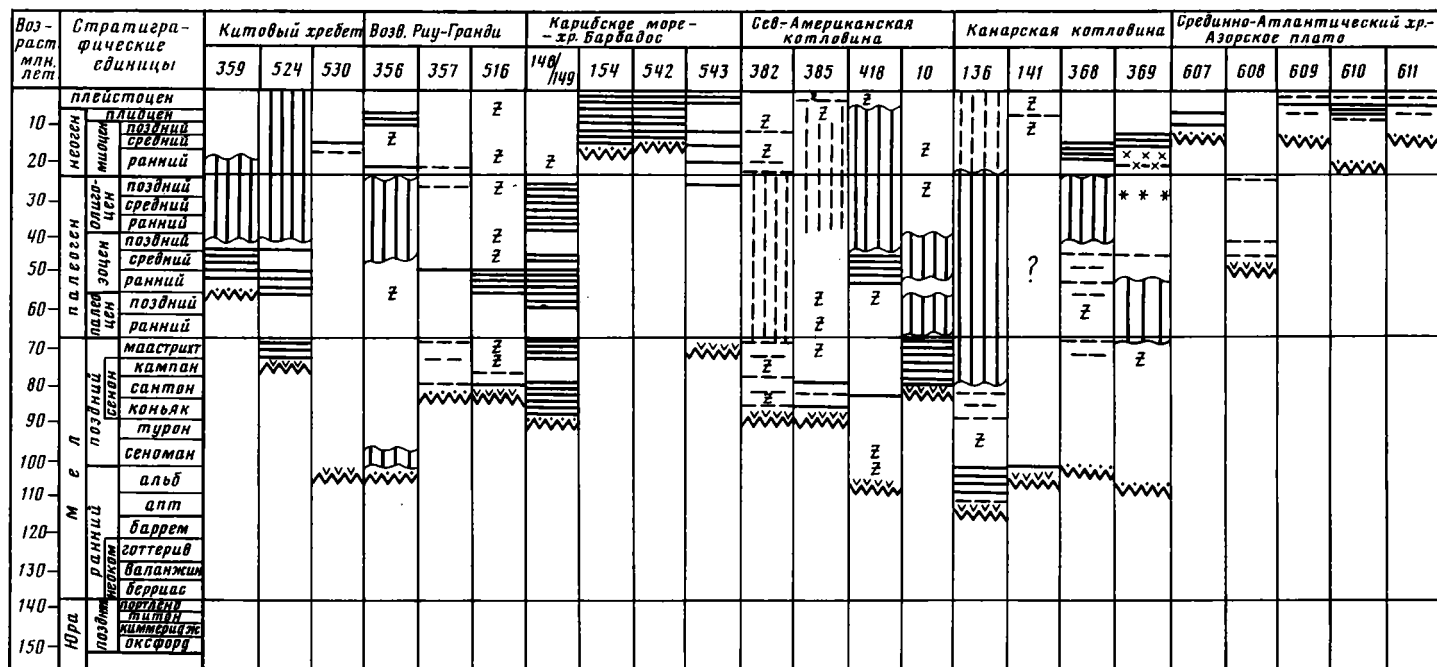
Продолжительное время, с позднего мела (а, возможно, и раньше) и до современного периода, происходили пеплопады в Карибском бассейне и в районе Малоантильской островной дуги. Число пепловых прослоев в отдельных скважинах (скв. 146, 154) достигает 40—85, а суммарная мощность — десятков метров. Характерно, что на атлантической стороне дуги ареалы пеплопадов более молодые (олигоцен-современные) и менее обширные, чем на карибской стороне. Используя этот факт, при условии одинакового разноса пепла по обе стороны от дуги, можно определить размеры субдуцированной площади океанской литосферы Атлантики.

Палеоцен-эоценовые пеплопады наблюдались в северо-восточной части Северной Атлантики. Они охватывали возвышенность Роколл и Фарерско-Исландский порог. Синхронные мощные накопления вулканических пеплов и туфов наблюдались в Северном море [37]. Особенно мощные пеплопады были в юго-западной части возвышенности Роколл. Мощ-



Фиг. 2. Распределение прослоев вулканического пепла и рассеянной пирокластики в кайнозойских отложениях Норвежско-Гренландского бассейна

1—3 — прослои вулканического пепла, туфы (1 — основного состава, 2 — кислого, 3 — смешанного); 4 — рассеянное в осадках вулканическое основное стекло, палагонит, пепел; 5 — то же, вместе с кислым вулканическим стеклом; 6 — цеолиты в осадках; 7 — перерывы в осадконакоплении; 8 — интервалы в скважинах, по которым отсутствуют данные; 9 — скважина оставлена в базальтах; 10 — то же в осадках. Цифры на рисунке — номера скважин



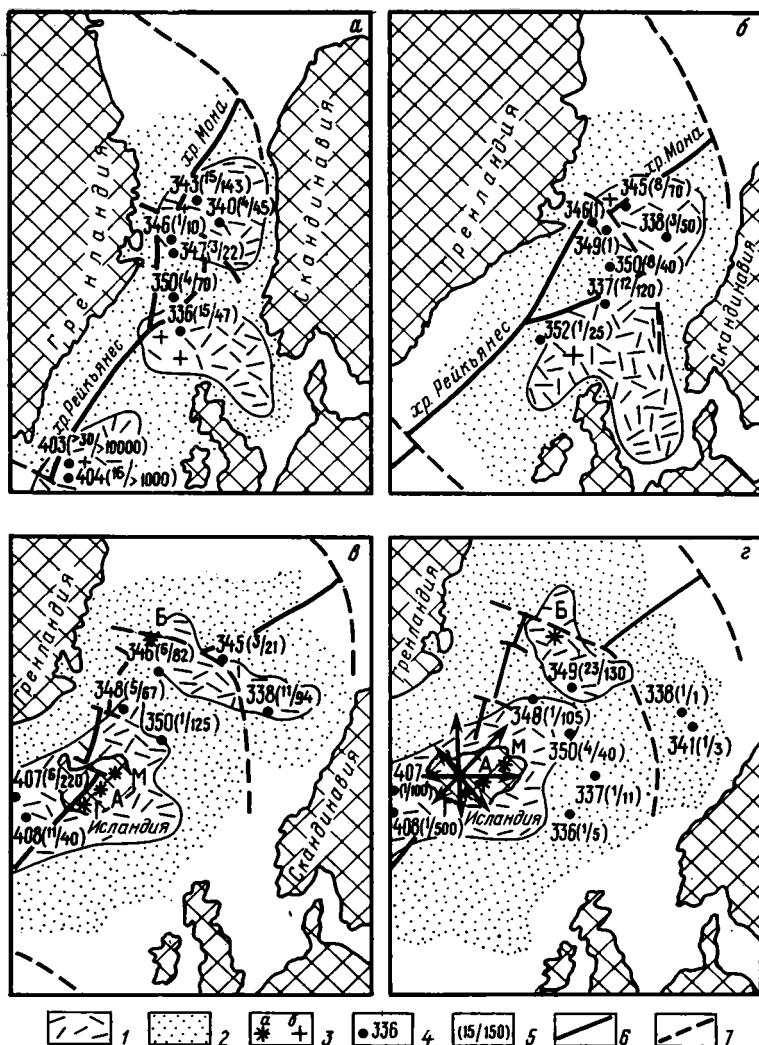
Фиг. 3. Распределение прослоев вулканического пепла и рассеянной пирокластики в мезозойских и кайнозойских отложениях Атлантического океана. Условные знаки см. на фиг. 2

ность терригенно-пирокластических и тефроидных отложений верхнего палеоцена — нижнего эоцена достигает здесь 600—700 м (скв. 555). Состав пирокластики — щелочно-базальтоидный, присутствует также риолитовый пепел [35]. Накопление пепловых горизонтов происходило в условиях подводных дельт, подвижного прибрежно-океанического мелководья и в зонах относительного океанического глубоководья. Незначительный ареал палеоцен-эоценовых пеплов намечается в Бискайском заливе (скв. 118, 119).

Эоценовые пеплопады происходили в Норвежском море и в Западно-Европейской котловине. Мощность прослоев вулканокластики в отдельных скважинах равна 10 м (скв. 608). Эти пеплы примыкают к палеоцен-эоценовым пеплам и частично перекрывают их (см. фиг. 1); в свою очередь они перекрываются миоцен-четвертичными пеплами. Последние сосредоточены в трех главных районах: Исландском, Азорском и Канарско-Зеленомысском. Кроме того, имеется ряд небольших миоцен-четвертичных ареалов (Гвинейский, Тристанский и др.), связанных с районами островного внутриплитного вулканизма, однако данных о распределении пирокластики в разрезах осадочных толщ вблизи этих районов нет. Миоцен-четвертичный вулканизм на островах характеризуется высокой эксплозивностью. Так, по данным бурения 1000-метровой скважины на о. Сан-Мигел (Азоры), около 60% разреза состоит из продуктов эксплозий [42]. В Исландии туфы встречены в скважинах на глубинах до 2 км. Коэффициент эксплозивности мелководных вулканов (Сюртсей, Капильиниш) достигает 0,7. Подводный вулкан Сюртсей (хр. Рейкьянес, Исландия) за короткий срок (1963—1966 гг.) изверг в океан около 0,7 км³ пепла и 0,3 км³ лавы, образовав остров. О большой эксплозивности свидетельствуют крупные вулканические конусы на многих островах (влк. Тейде 3,7 км, влк. Беренберг 2,5 км). При извержениях на островах значительная часть вулканического пепла попадала в океан и распространялась там в соответствии с существующими течениями и ветрами [10]. Влияние островного вулканизма хорошо видно на примере Исландского региона (фиг. 4). Начиная с миоцена, когда появилась Исландия, распределение вулканокластики в осадках можно связывать с деятельностью вулканов, находящихся на этом острове. В эоцене и олигоцене скорее всего действовали другие вулканы.

Распределение вулканокластики неравномерно как в пространстве, так и во времени (см. фиг. 2, 3). Выделяются следующие главные виды ее распределения в стратиграфических разрезах: 1) приуроченность к основанию осадочного чехла; 2) «сквозное» распределение вулканокластики в осадочном чехле; 3) прерывистость в положении горизонтов и слоев вулканокластики в разрезах осадочной толщи. 1-й вид характерен для наиболее древних ареалов, где пирокластика в основном приурочена к верхнемеловым (Северо-Американский, Канарский, Китовый ареалы) и верхнепалеоценовым — раннеэоценовым (Роколлский, Бискайский ареалы) отложениям; 2-й вид — для ареалов, прилегающих к островной Малоантильской дуге и в несколько меньшей мере для Исландского, Азорского ареалов, где, начиная с миоцена, наблюдается частая повторяемость прослоев пирокластики в осадочном чехле; 3-й вид — для Норвежского и Канарско-Зеленомысского ареалов и возвышенности Риу-Гранди.

В распределении пеплопадов по площади и смене их во времени видны определенные закономерности. Для наиболее древних (меловых) пеплопадов характерна отмеченная выше симметричность ареалов относительно осевой линии Срединно-Атлантического хребта. Кайнозойские пеплопады располагаются асимметрично и приурочены большей частью к Северному полушарию. Наблюдается миграция этих ареалов от границы с Европейским континентом к осевой зоне Срединно-Атлантического хребта — более древние расположены восточнее, более молодые — западнее, ближе к хребту или на самом хребте (см. фиг. 1). Такая закономерная миграция может быть объяснена поступлением пирокластического материала из относительно неподвижных и периодически действо-



Фиг. 4. Площадное распределение прослоев вулканического пепла в различных эпохах кайнозоя (а — эоцене, б — олигоцене, в — миоцене, г — плейстоцене) в зависимости от положения действующих островных вулканов в Исландском регионе

1—2 — площади с пеплопадами (1 — с сильными, 2 — со слабыми); 3 — вулканы (а — известные, б — предполагаемые); 4 — скважина глубоководного бурения и ее номер; 5 — в числителе — число прослоев пепла, в знаменателе — их общая мощность, см; 6 — рифтовые зоны и оси активных срединно-океанских хребтов; 7 — зоны трансформных разломов. На схеме плейстоцена показана современная роз-диаграмма ветров над Рейкьявиком (Исландия) на высоте 9 км (составил Р. В. Абрамов). Вулканы: А — Аска, Г — Гекла, М — Миваттн, Б — Беренберг

вавших эруптивных вулканических центров на движущиеся в восточном направлении плиты. Такие вулканические центры (горячие точки) для ареалов VII, VIII, IX (см. фиг. 1) могли располагаться на хр. Рейкьянес и в Исландии, а для ареалов VI, VI-а, X — на Азорском плато.

Недостаток данных позволяет провести лишь приблизительную количественную оценку объемов пирокластики в пределах главных мезо-кайнозойских ареалов пеплопадов в Атлантике и Норвежско-Гренландском бассейне (табл. 1). Отметим, что вычисленные объемы несколько занижены. Особенно это относится к древним мезозойским и палеогеновым пеплопадам, продукты которых сильно изменены и превращены в цеолиты и другие минералы, не учтенные при подсчете объемов. Трудно учесть в древних пеплопадах и рассеянную пирокластику, также обычно преобразованную и с трудом поддающуюся диагностике.

Количество пирокластики, захороненное в Атлантике и Норвежско-Гренландском бассейне

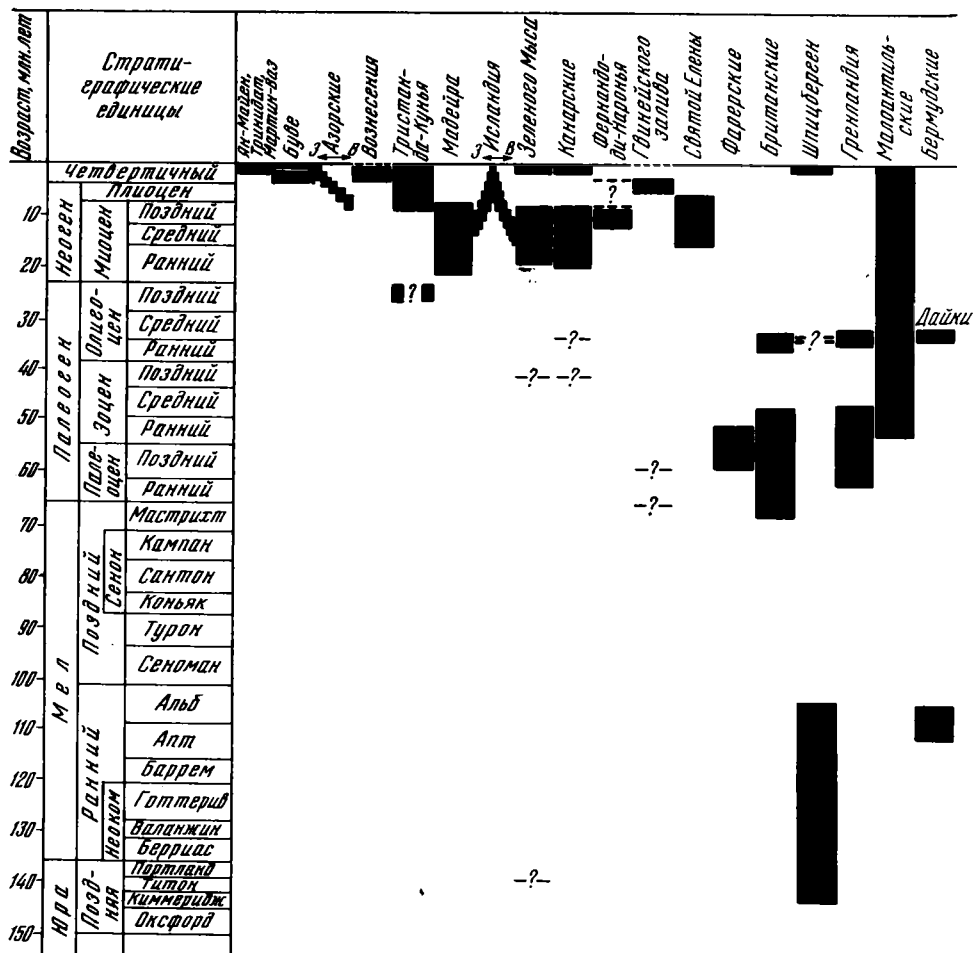
Номер ареала	Ареал	Возраст	Площадь распространения, тыс. км ²	Средняя суммарная мощность прослоев вулканокластики, м	Объем, км ³
I	Северо-Американский	Мел-эоценовый	600	3	1 800
II	Канарский	»	600	3	1 800
III	Риу-Гранди	Мел-миоценовый	100	10	1 000
IV	Китовый	»	200	20	4 000
V	Карибско-Малоантильский	Мел-современный	500	10	5 000
VI	Бискайский и Западно-Европейский	Палеоцен-эоценовый	100	3	300
VII	Роколльский и Североморский	»	600	15	9 000
VIII	Норвежский	Эоцен-палеоэоценовый	500	20*	10 000
IX	Исландский	Миоцен-современный	800	40*	32 000
X	Азорский	»	200	100*	20 000

* Кроме прослоев учтена и рассеянная пирокластика.

Оценка суммарных объемов вулканокластики, находящихся в разных стратиграфических интервалах осадочного чехла Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна, указывает на неравномерное ее распределение во времени. Выделяются три главных интервала, в которых сосредоточен почти весь объем вулканокластики, тогда как суммарная продолжительность этих интервалов составляет лишь около 40% времени формирования осадочного чехла. Наибольшее (~60%) количество вулканокластики сосредоточено в миоцен-современном интервале, затем следуют нижнеэоцен-верхнепалеоэоценовый и верхнемеловой интервалы, на долю каждого из которых приходится 15–20% всего объема пирокластики. Промежутки между названными интервалами обеднены вулканокластикой.

Выделенные в осадочном чехле главные интервалы, обогащенные вулканокластикой, состоят в разных районах из серии более мелких интервалов, отражающих эпохи усиления внутриплитного эруптивного вулканизма. Так, в миоцен-современном интервале можно выделить раннемиоценовую, среднеплиоценовую и плейстоценовую эпохи, соответствующие эпохам глобального увеличения эксплозивного вулканизма [16, 38]. Интересны результаты сопоставления данных о распределении объемов пирокластики во времени с данными о возрасте магматических пород на островах Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна (фиг. 5). Как видим, миоцен-четвертичная эпоха магматизма на островах отвечает интервалу наибольшего количества вулканокластики в осадочном чехле. То же можно заметить и относительно раннеэоценовой — позднепалеоэоценовой эпохи. Позднемеловая эпоха магматизма на островах не представлена, тогда как в осадочном чехле она находит отражение в повышенном количестве вулканокластики. Это противоречие, возможно, объясняется тем, что магматические породы верхнего мела на островах погружены на значительную глубину и до сих пор не изучены.

Вулканотерригенный материал поставляется в осадочный чехол с суши в результате разрушения вулканических пород. Основная масса его поступает с островов, сложенных породами щелочно-базальтоидного ряда. Оценка объемов этого материала, находящегося в осадочном чехле Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна, до сих пор не проводилась. Между тем есть основания полагать, что в некоторых районах океана он весьма значителен. Это можно показать на



Фиг. 5. Возраст магматических пород, развитых на островах Атлантического океана и Норвежско-Гренландского бассейна. Знаком вопроса отмечены сомнительные данные

примере Исландской котловины. Появление Исландии вызвало в Исландской котловине увеличение в несколько раз скорости седиментации [27]. Сильно изменился состав осадков — вместо карбонатных они стали граувакковыми. Особенно интенсивно вулканотерригенный материал Исландии поступал в котловину в плейстоцене и поступает в настоящее время. Большое его количество доставляется с острова на шельф временными потоками (июкульхлаупами), возникающими при прорыве ледниковых озер и при подледных вулканических извержениях [10]. За счет вулканотерригенного и тейфродного материала вокруг Исландии формировались шельфовые осадки. При достижении некоторой мощности и критического угла откоса происходил сброс материала с шельфа в прилегающие котловины, где он распространялся на значительные площади. В южной части Исландской котловины лишь за четвертичное время была отложена мощная (>200 м) толща вулканотерригенных осадков, принесенных из Исландии, отстоящей примерно на 1 тыс. км (скв. 115). Объем материала, снесенного в котловину в плейстоцене, составлял не менее 100 тыс. км³, а общее его количество, поступившее в Исландскую котловину с миоцена, когда появилась Исландия, видимо, в 3–4 раза больше. Значительный объем вулканотерригенного материала был снесен с Исландии на Исландское плато. Мощность осадочного чехла здесь, по данным НСП, превышает 1,5 км [7]. Других источников поступления осадочного материала на это плато практически не было. Объем материала, поступившего на плато из Исландии, оценивается в 30–50 тыс. км³. Общий объем вулканотерригенного материала, захороненного в оса-

дочном чехле в результате разрушения вулканических и вулканокластических пород Исландии, видимо, достигает 400—500 тыс. км³, что почти равно современному объему этого вулканического поднятия.

Можно предполагать, что вулканотерригенный материал имеет большое значение в строении осадочного чехла и в районах других крупных вулканических поднятий, таких, как Азорское плато, возвышенности Сьерра-Леоне, Риу-Гранди, острова Зеленого Мыса, Китовый хребет.

Эдафогенный материал, образующийся за счет разрушения коренных пород океанского дна, как показывают полученные данные, имеет большое значение в строении осадочных толщ, залегающих в желобах зон трансформных разломов. Так, в желобе разлома Романш глубинным сейсмическим зондированием выявлена толща, состоящая из трех слоев мощностью 1, 2 и 3—4 км со скоростями соответственно 2; 3,4 и 4,3 км/с [8, 22]. Судя по данным драгирования, в желобе Романш наряду с обломками магматических пород базит-гипербазитового состава встречаются и эдафогенные породы, представленные серпентинитовыми гравелитами, песчаниками и алевролитами различной степени литификации [1, 6, 29]. Видимо, они и заполняют желоб разлома Романш. Большая мощность этих отложений объясняется тектоническими и геоморфологическими особенностями разлома и желоба: во-первых, большими высотами и крутизной стенок; во-вторых, большой тектонической активностью разлома и длительностью разнонаправленных сдвиговых деформаций южного и северного блоков земной коры; в-третьих, существованием здесь седиментации лавинного типа [20]. В результате активных тектонических подвижек в разломе образуется большое количество брекчий и милонитов перидотитового, серпентинитового и базальтового состава, которые под влиянием собственного веса и землетрясений вместе с биогенными осадками перемещаются на дно желоба, захороняются, уплотняются и литифицируются там. Дно желоба испытывает изостатическое прогибание, компенсирующееся накоплением новых порций осадков. Общая мощность осадочной, в основном эдафогенной, толщи в желобе разлома Романш, судя по геофизическим данным, равна 6—7 км, объем около 30 тыс. км³, вес около $6 \cdot 10^{13}$ т, что во много раз превышает годовой твердый сток в Атлантический океан с суши, составляющий около $2,8 \cdot 10^6$ т/год [9].

Повышенные скорости седиментации и мощность осадочного чехла отмечены и в других зонах трансформных разломов (Вима, Чарли, Гиббс, Ян-Майенский), в желобах которых также найдены осадки с высоким содержанием эдафогенного материала, брекчии и милониты базальтов [10]. В одной из зон разломов Южной Атлантики (30° ю. ш.) нами было определено, что современный перенос эдафогенного материала (обломков серпентинитов размером до 5 см) превышает несколько километров. При этом совершается некоторое окатывание обломочного материала. В более древние периоды, когда желоб начинал заполняться, перенос материала мог достигать десятков километров, а окатывание было более значительным. Представляется, что с этих позиций следует объяснять присутствие довольно мощных горизонтов базальтовых песков, гравия и песчаников среди напластований пиллоу-лав. В некоторых скважинах (например, скв. 396Б) их мощность составляет более 60—70 м. Скорее всего это эдафогенный материал, перенесенный вниз по склону хребта в рифтовую долину.

Таким образом, толщи эдафогенных осадков, образованные в результате разрушения магматических пород на дне океана, могут иметь значительные мощности (десятки, сотни и даже тысячи метров).

Газово-флюидные и жидкие продукты океанского магматизма и вулканизма поставляются в океан и осадочный чехол почти без «потерь», тогда как при наземном вулканизме они (особенно газовые продукты) в значительной мере уходят в атмосферу. Подводные базальты Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна, как показывают прямые измерения, характеризуются высокими содержаниями газов, измеряющимися от первых единиц до десятков миллиметров в 1 г поро-

ды [17], что в 2–3 раза выше, чем, например, в базальтах Исландии. В составе газовой-флюидной фазы в подводных базальтах отмечены H_2O , CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , N_2 , Cl , B , He , тяжелые углеводороды и другие газы. Корреляция между H_2 и H_2O дает основание предполагать, что H_2O в значительной мере продукт окисления мантийного водорода. Видимо, и ряд других газов является глубинным. Для базальтов океана характерно более высокое значение CO_2/H_2O по сравнению с островодужными магмами. На основании опытов найдено, что на глубинах магнеобразования и в глубоких магматических камерах (на глубинах 30 км и более) базальтовые расплавы могут растворять до 8–10% воды [15]. Растворимость CO_2 в силикатных расплавах при давлении 10 кбар составляет лишь 0,18 вес.%. Причем присутствие CO_2 значительно понижает растворимость H_2O . При подъеме расплава в область с меньшим давлением газовый компонент постепенно выделяется. При излиянии магмы на поверхность дна океана нередко она вскипает и образует пористые базальты. Магма может вскипать и в подводящем канале, если парциальное давление растворенных газов превысит внешнее давление, что бывает в местах сужений каналов и трещин, где возрастает скорость течения магмы. О существовании газовой-флюидной фазы кроме данных о пористости и газопроницаемости базальтов свидетельствует и ряд других фактов, а именно: 1) наличие пегматоидных структур и водосодержащих магматических минералов в габброидах и ультраосновных породах; 2) наличие микровключений кислого стекла в базальтах; 3) случаи пироксен-плагноклазового фракционирования толентовой магмы; 4) прямые измерения газов и флюидов в базальтах. Петрологические доказательства «сухости» базальтовой магмы в океанах, а также и на континентах, по данным экспериментов и составу включений в минералах можно объяснить следующими причинами: 1) высокой степенью открытости системы, в которой происходит генерация и эволюция базальтов; 2) преобладанием CO_2 над H_2O в составе газовой-флюидной фазы; 3) незначительными (менее 0,5 вес.%) содержаниями газовой-флюидной фазы в магме, что не оказывает влияния на порядок фракционирования кристаллов. Возможны также и другие неясные пока причины, которые определяют эволюцию базальтовой магмы по «сухому» пути, даже при наличии достаточно большого газовой-флюидной фазы.

О количестве газов и флюидов, выделяющихся из магмы в океан, могут приблизительно свидетельствовать данные о пористости базальтов. Многочисленные измерения в кернах глубоководных скважин показывают, что ее значения изменяются в широких пределах — от 2 до 30%. Среднее значение пористости базальтов Атлантики около 6,5%. Исходя из этого можно найти приблизительное количество выделившихся из базальтов газов и флюидов. Их годовое поступление в океан составляет $M_{\text{фл}} = 0,325 (V \cdot P) / 100 = 3,6 \cdot 10^{14}$ г/год (где 0,325 — критическая плотность флюида, принятого за воду; V — объем базальтовой коры, образующейся в области срединно-океанических хребтов; P — средняя пористость базальтов по керну скважин глубоководного бурения, равная 6,5%). По расчетам А. П. Лисицына [18], в океанах ежегодно образуется около $6 \cdot 10^{16}$ г базальтового вещества, что при средней плотности, равной $2,88 \text{ г/см}^3$, составляет объем $2,1 \cdot 10^{16}$ см/год. Найденное количество газов и флюидов ($3,6 \cdot 10^{14}$ г/год или 360 млн. т/год) следует рассматривать как минимальное фоновое значение. Эти газы и флюиды выделяются из базальтов на большой площади в активных зонах срединных хребтов и рассеиваются в океане и осадочном чехле.

Геологические и экспериментальные данные свидетельствуют о важной роли расплавных флюидов при формировании гидротермальных месторождений, в том числе, возможно, и сульфидных руд океана [4]. Экстрагирующая способность флюидов во много раз повышается, если в них присутствуют даже небольшие количества солей (доли процента галоидов, карбонатов). Они обогащаются рудными элементами (до десятков грамм на литр) и становятся гидротермальной рапой [5]. В условиях океанского магматизма при небольших глубинах залегания магма-

Средний состав пород, вес. %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Литературный источник
Габброиды океанов	48,03	1,06	16,49	8,68	0,14	8,98	11,06	2,60	0,25	0,07	[12]
Базальты (СОХ) *	49,61	1,43	16,01	11,49	0,18	7,84	11,32	2,76	0,22	0,14	[11]
То же	49,14	1,17	15,64	9,04	0,16	8,22	11,84	2,40	0,20	0,12	[43]
Базальтовые стекла (СОХ) **	50,53	1,56	15,27	10,46	—	7,47	11,49	2,62	0,16	0,13	[39]
Габбро (скв. 334)**	50,69	0,42	16,22	7,28	0,14	9,81	13,43	1,39	0,11	—	[33]
Базальты, тип I (скв. 334)	50,87	0,75	15,00	8,89	0,17	8,37	12,94	1,76	0,17	—	[34]

* СОХ — срединно-океанические хребты.

** Скв. 334 — Срединно-Атлантический хребет.

тических камер вполне возможно допустить формирование гидротермальной рапы за счет не только мантийных флюидов, но и подтока морской воды. Наблюдения с обитаемых подводных аппаратов показывают, что на дне океанов существуют концентрированные газово-флюидные и гидротермальные потоки («черные и белые курильщики»), за счет которых образуются сульфидные и сульфатные трубчатые тела и другие рудные залежи. Прямую количественную оценку рудных компонентов в газово-флюидной составляющей, выносимой в океан в таких потоках, произвести трудно, так как это требует весьма детальных поисково-исследовательских работ на больших глубинах. Однако косвенная оценка вещества, выносимого из магматических очагов в газово-флюидной фазе, может быть сделана следующим путем. Известно, что базальты и габброиды океана являются комагматичными, т. е. возникшими из магмы одного и того же состава. Вместе с тем данные показывают, что между химическими составами базальтов и габброидов имеются различия по ряду породообразующих окислов и малых элементов. Об этом свидетельствуют как средние составы указанных пород, рассчитанные для всех океанов, так и региональные данные (табл. 2). Как видим, средний состав океанского габбро значительно отличается от среднего состава базальта (толеита) меньшими содержаниями TiO₂, FeO, MnO, SiO₂. Различия в содержаниях других окислов незначительны. Указанная разность в составах могла возникнуть после отделения базальтов из магматической камеры в результате изменения оставшегося там расплава. Базальты ввиду быстрого их излияния и кристаллизации изменяются меньше и больше отвечают составу первичного расплава, чем габброиды, которые существуют в расплавленном состоянии более длительное время и подвергаются дифференциации и газово-флюидной переработке. Наиболее близки по составу к первичным расплавам базальтовые стекла [39].

Продукты фракционной дифференциации расплава остаются в магматической камере, следовательно, при подсчетах среднего состава габброидов они учитываются. Газово-флюидная переработка расплава приводит к выносу из магматической камеры ряда компонентов, среди которых отмеченные выше породообразующие окислы и ряд рудных элементов (табл. 3). Зная разность между составами базальтов и габброидов, а также массу габброидов, можно оценить количество вещества, вынесенного из этой массы. В океанах за 1 год образуется около $6 \cdot 10^{16}$ г (60 млрд. т) базальтового вещества, идущего на формирование земной коры [18]. Будем считать, что интрузиям габброидов принадлежит $\frac{1}{2}$ часть этой массы. В габброидах среднее содержание железа составляет 6,95%, а в базальтовых стеклах — 8,15% (см. табл. 2, 3). Предположим, что габброиды потеряли 1,2% железа в результате более длительной по сравнению с базальтами обработки трансмагматическими флюидами. Во всем слое габброидов, генерируемом под срединными хребтами в океане за 1 год ($3 \cdot 10^{16}$ г/год), потери железа составят ($1,2 \cdot 3 \cdot 10^{16}$)/

Вынос металлов и других элементов из габброидов океана

Показатель	Fe	Mn	V	Cu
Среднее содержание в базальтах и стеклах океана *, вес. %	8,15	0,154	0,0190	0,0097
Среднее содержание в габброидах океана *, вес. %	6,95	0,108	0,0138	0,0086
Разность между содержаниями в базальтах и габбро, вес. %	1,20	0,046	0,0052	0,0011
Вынос элемента из интрузий габбро **, г/год (в млн. т)	$3,6 \cdot 10^{14}$ (360)	$1,14 \cdot 10^{13}$ (14)	$1,7 \cdot 10^{12}$ (1,7)	$3,3 \cdot 10^{11}$ (0,33)
Показатель	Zn	Ba	P	F
Среднее содержание в базальтах и стеклах океана *, вес. %	0,0063	0,0062	0,03	0,02
Среднее содержание в габброидах океана *, вес. %	0,0055	0,0031	0,01	0,005
Разность между содержаниями в базальтах и габбро, вес. %	0,0008	0,0031	0,02	0,015
Вынос элемента из интрузий габбро **, г/год (в млн. т)	$2,4 \cdot 10^{11}$ (0,24)	$9,3 \cdot 10^{11}$ (0,93)	$6 \cdot 10^{12}$ (6)	$4,5 \cdot 10^{12}$ (4,5)

* Данные заимствованы из работ [11, 12, 31, 33, 44].

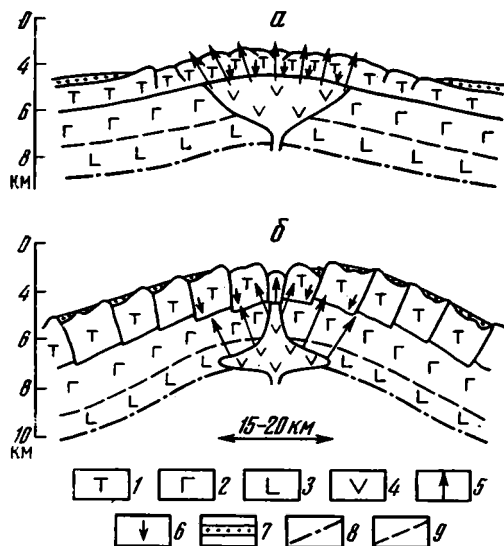
** Масса габбро принята равной $1/2$ массы базальтов, генерируемых в срединных хребтах океана, т. е. $3 \cdot 10^{16}$ г/год.

/100 = $3,6 \cdot 10^{14}$ или около 360 млн. т/год. Подобным же образом определяются потери Mn, V, Cu, Zn, Ba, F (см. табл. 3). Вынос химических элементов расплавленными газами и флюидами осуществляется не только из интрузий габбро. Видимо, он идет также из астеносферы, где наблюдается частичное плавление магматического субстрата, и из более глубоких слоев, испытывающих дегазацию. Как известно, главная масса паров и газов в атмосфере Земли прошла через дегазацию летучей фракции мантии [3].

Химические элементы из недр Земли в океан выносятся сложным путем. Взаимодействие газов и магмы — один из этапов этого пути [21]. Предпринятая выше попытка количественной оценки подобного взаимодействия газово-флюидной фазы с толеитовой магмой в очагах формирования габброидов — лишь первое приближение к истинному пониманию данного процесса.

Замечено, что объем эндогенного выноса рудных элементов в океан на срединных хребтах зависит от скорости спрединга. Формирование больших объемов металлоносных осадков наблюдается в восточной части Тихого океана, где скорость расширения составляет 8–12 см/год. Зависимость выноса от скорости расширения можно объяснить тем, что высокоскоростные хребты отличаются от низкоскоростных формой магматических камер, их большим объемом и меньшей глубиной залегания поверхности камер от поверхности дна океана (фиг. 6) [14, 40]. Важное значение имеет мощность базальтового слоя, которая на низкоскоростных хребтах (Срединно-Атлантический и др.) в 1,5–2 раза больше, чем на высокоскоростных (Восточно-Тихоокеанское поднятие) [22]. Все эти особенности высокоскоростных хребтов способствуют как более легкому проникновению в магматическую камеру морской воды, так и более полной отдаче расплавленной газово-флюидной фазы в гидротермальную систему хребтов. На низкоскоростных хребтах летучие компоненты, выделившись из магмы, в значительной мере рассеиваются в базальтовом слое (см. фиг. 6).

Атлантика относится к районам океана с низкой скоростью спрединга. На каждом километре срединного хребта здесь генерируется в 2 раза меньше базальтов, чем в среднем по океану, и в 6 раз меньше, чем на



Фиг. 6. Принципиальная схема поступления рудных компонентов в газовой-флюидной фазе из магматических очагов под срединно-океаническими хребтами. а — хребет с высокой скоростью спрединга (Восточно-Тихоокеанское поднятие), б — то же, с низкой (Срединно-Атлантический хребет и др.)

1 — базальтовый слой; 2 — габбро; 3 — кумулятивная серия; 4 — магматический очаг; 5 — газовой-флюидный вынос из магматического очага; 6 — поступление морской воды в земную кору; 7 — осадки; 8—9 — границы (8 — Мохоровичича, 9 — изотропного габбро и кумулятивной серии)

Восточно-Тихоокеанском поднятии. Условия для образования обширных магматических камер неглубокого залегания здесь создаются редко. Габбро возникают уже в рифтовой зоне, подвергаются метаморфизму, деформируются и нередко выводятся в виде отдельных фрагментов на поверхность дна океана. Существующий газовой-флюидный поток (о чем свидетельствуют амфиболизация габброидов, пегматоидные структуры, пористость базальтов и другие данные), вероятно, маломощный. В образцах габброидов, полученных на ряде участков Срединно-Атлантического хребта, содержание рудных элементов меньше, чем в базальтах. Это свидетельствует о наличии газовой-флюидного выноса из магматических камер, что подтверждается находками металлоносных осадков и минерализованных зон, обычно небольших по масштабам.

Вопрос о формировании металлоносных осадков и сульфидных руд океана за счет выноса рудных элементов при процессах взаимодействия базальтов фундамента с морской водой нам представляется не таким простым, как полагают многие исследователи, исходя из результатов экспериментов [32, 41]. Геологические данные указывают на то, что при этих процессах большей частью образуются Fe—Mg-сметиты и обогащаются рудными компонентами измененные базальты [13, 25, 26, 28]. Следовательно, можно предположить, что вынос рудных компонентов идет из более глубоких горизонтов земной коры или из магматических очагов.

* * *

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Роль океанского магматизма и магматических пород в поставке вещества для седиментогенеза и рудогенеза в океане отличается значительной неравномерностью в пространстве и во времени.

2. Большие количества пирокластики поступают в океан лишь в отдельных районах. В Атлантике наблюдается явная асимметрия в распределении этих продуктов в мезо-кайнозойском осадочном чехле и преимущественная приуроченность их к Северному полушарию и восточной части океана, что, вероятно, обусловлено более активной деятельностью «горячих» точек внутриплитного вулканизма. В истории Атлантики намечается по меньшей мере три крупных этапа такой активизации: позднемеловой, эоценовый и миоцен-современный. С ними связано около 80—90% объемов всей пирокластики, захороненной в осадочном чехле Атлантического океана и Норвежско-Гренландского бассейна.

3. Твердые продукты механического разрушения океанских и островных магматических пород не только приурочены к основанию осадочно-

то чехла, но и слагают мощные толщи в отдельных котловинах (Исландская и др.), куда они поступили в результате лавинного сноса с мелководных участков. В желобах некоторых зон трансформных разломов (Романш, Гиббс, Ян-Майен) возможны крупные (мощностью в сотни метров) тела эдафогенных осадков.

4. Учитывая пористость океанских базальтов и другие данные, можно предположить, что магматизм океана играет важную роль в поставке газово-флюидного и жидкого вещества, а также в формировании металлоносных осадков и сульфидных залежей.

Литература

1. Богданов Ю. А., Плошко В. В. Габбро-перидотитовая формация впадины Романш (Атлантический океан)//Докл. АН СССР. 1971. Т. 201. № 6. С. 1453—1457.
2. Бутузова Г. Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе//Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 3—18.
3. Виноградов А. П. Газовый режим Земли//Химия земной коры. М.: Наука, 1964. С. 5—21.
4. Горбачев Н. С., Каширцева Г. А. Флюидно-расплавное взаимодействие и эволюция океанических базальтов//Очерки физико-химической петрологии. Вып. XIII. М.: Наука, 1985. С. 106—110.
5. Граменицкий Е. Н. К познанию эволюции гидротермально-магматических систем//Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1986. № 2. С. 3—16.
6. Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Харин Г. С., Куренцова Н. А. Петрографическая характеристика коренных пород рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта//Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1974. С. 85—110.
7. Ельников И. Н., Литвин В. М., Гайнанов В. Г., Стручкова В. А. Рельеф акустического фундамента и мощность осадочного чехла в районе сочленения хребта Кольбейнсей с рифтовой зоной Исландии//Океанология. 1984. Т. 14. № 5. С. 782—788.
8. Ельников И. Н., Лунарский Г. Н. Сейсмические исследования в районах впадин Романш и Гвинейского залива в первом рейсе НИС «Академик Курчатов//Океанология. 1970. Т. 10. Вып. 5. С. 828—836.
9. Емельянов Е. М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 190 с.
10. Емельянов Е. М., Харин Г. С. Роль вулканизма в формировании минерального состава современных и позднечетвертичных осадков Северной Атлантики//Геология дна Атлантического океана. Атлантика. Биостратиграфия и тектоника. М.: Наука, 1982. С. 66—116.
11. Канн Д. Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах для океана//Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 91—102.
12. Кашинцев Г. Л. Интрузивные породы//Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм. М.: Наука, 1979. С. 38—68.
13. Коссовская А. Г., Симанович И. М., Шутов В. Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации//Минеральное преобразование пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 5—16.
14. Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П. Близкоповерхностный магматический очаг//Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука, 1985. С. 171—174.
15. Лебедев Е. Б., Хитаров Н. К. Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 199 с.
16. Левитан М. А., Лисицын А. П. Об изменениях интенсивности эффузивного вулканизма ложа океанов в позднем мезозое — кайнозое//Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С. 32—38.
17. Летников Ф. А., Логачев Н. А., Емельянов Е. М. и др. Флюидный режим рифтовых зон//Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 51—60.
18. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
19. Лисицын А. П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию//Литология на новом этапе развития геологии. М.: Наука, 1981. С. 20—44.
20. Лисицын А. П. Осадочное тело океана//Геология дна по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 12—61.
21. Маракушев А. А. Некоторые вопросы петрогенеза в свете теории флюидно-магматического взаимодействия//Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 65—83.
22. Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Семенов Г. А., Шишкина Н. А. Строение земной коры и верхов мантии по данным глубинного сейсмического зондирования//Океанология. Геофизика океанского дна. Т. I. М.: Наука, 1979. С. 243—291.
23. Тимофеев П. П. Советская литология и пути ее развития//Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 6—19.
24. Тимофеев П. П., Еремеев В. В. Результаты литолого-фациальных исследований отложений из глубоководных скважин//Тр. ГИН. 1982. Вып. 374. С. 3—33.
25. Фролова Т. И., Жариков Э. Н., Золотарев Б. П. и др. Магматические породы дна

- юго-восточной части Тихого океана и их вторичные преобразования в свете происхождения металлоносных осадков//Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 48—71.
26. Харин Г. С. О роли гальмиролиза и гидротермального выщелачивания в поставке рудного вещества в океан//Геохимия. 1978. № 8. С. 1040—1055.
 27. Харин Г. С. Роль вулканических поднятий в лавинной седиментации и формировании осадочно-породных бассейнов в океане (на примере Исландского региона)//Геология морей и океанов. Т. 3. (Тез. 5-й Всесоюз. школы морской геологии). М.: ИОАН СССР, 1982. С. 54.
 28. Харин Г. С. О связи некоторых рудных компонентов с измененностью базальтов//Минеральное преобразование пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 48—53.
 29. Харин Г. С., Богданов Ю. А. Базальты глубоководной впадины Романш//Океанология. 1974. Т. 14. Вып. 4. С. 677—681.
 30. Хворова И. В. Вулканокластические накопления в осадочном чехле океанов//Литология и полез. ископаемые. 1980. № 1. С. 3—26.
 31. Aumento F., Melson W. G. et al. Initial Reports of DSDP. Wash. 1977. V. 37. P. 1008.
 32. Bischoff J. L., Seyfried W. E. Seawater as a geothermal fluid, Chemical behavior from 25 to 350° C//Proc. 2-nd Int. Symp. Water-Rock Interact., Strasbourg, 1977, Sec. 4. Strasbourg, 1977. P. 165—172.
 33. Dmitriev L. V. Petrochemistry of basalts and plutonic rocks//Initial Reports of DSDP. V. 37. Wash.: U. S. Government Printing Office, 1977. P. 681—694.
 34. Gunn B., Roobol M. J. Geochemistry of the igneous rocks//Initial Reports of DSDP. V. 37. Wash.: U. S. Government Printing Office, 1977. P. 735—756.
 35. Harrison R. K., O'B Knox R. W., Morton A. C. Petrography and mineralogy of volcanogenic sediments from DSDP, south-west rockall plateau, sites 403 and 404//Initial Reports of DSDP. V. 48. Wash.: U. S. Government Printing Office, 1979. P. 771—786.
 36. Honnorez J., Kirst P. Submarine basaltic volcanism, morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs//Bull. volcanol. 1975 (1976). V. 39. № 3. P. 441—465.
 37. Jacque M., Thouvenin J. Lower Tertiary tuffs and volcanic activity in the North Sea//Petroleum and the Continental Shelf of North West Europe. L., 1975. P. 455—466.
 38. Kennett J. P., Thunell R. G. Global increase in Quaternary Explosive Volcanism//Science. 1975. V. 187. № 4176. P. 497—501.
 39. Melson W. G., Vallier T. I., Wright T. L. et al. Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic, and Indian ocean sea — floor spreading centers//Geophys. Pacific Ocean Basin and Margin. Wash.: D. C., 1976. P. 351—367.
 40. McLain J. S., Orcutt J. A., Burnett M. The East Pacific Rise in cross section: A seismic model//J. Geophys. Res. 1985. B90. № 10. P. 8627—8639.
 41. Mottl M. J., Holland H. D., Corr R. F. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by sea-water — II. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species//Geochim. et cosmochim. acta. 1979. V. 43. № 6. P. 869—884.
 42. Muecke G. K., Ade-Hall J. M., Aumento F. et al. Deep drilling in an active geothermal area in the Azores//Nature. 1974. V. 252. № 5481. P. 281—285.
 43. Wedepohl K. N. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust//Naturwissenschaften. 1981. B. 68. № 3. S. 110—119.

Атлантическое отделение
Института океанологии АН СССР,
Калининград

Поступила в редакцию
21.I.1987

УДК 553.251.2(265/266)

ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ СКЛОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДВОДНЫХ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

(ТИХИЙ ОКЕАН)

СКОЛОТНЕВ С. Г., КАРПОВА Г. В., ПОКРОВСКАЯ Е. В.

В статье рассмотрен вещественный состав коренных пород: базальтов и туфов, слагающих вулканический фундамент гайотов Ита-Маитаи и ИОАН, относящихся к подводным Магеллановым горам, а также склоновых образований, представленных обломочными породами: брекчиями, песчаниками, алевритистыми глинами и турбидитами. Показано, что в составе обломочных пород существенную роль играют продукты гидротермальных преобразований базальтов и туфов.

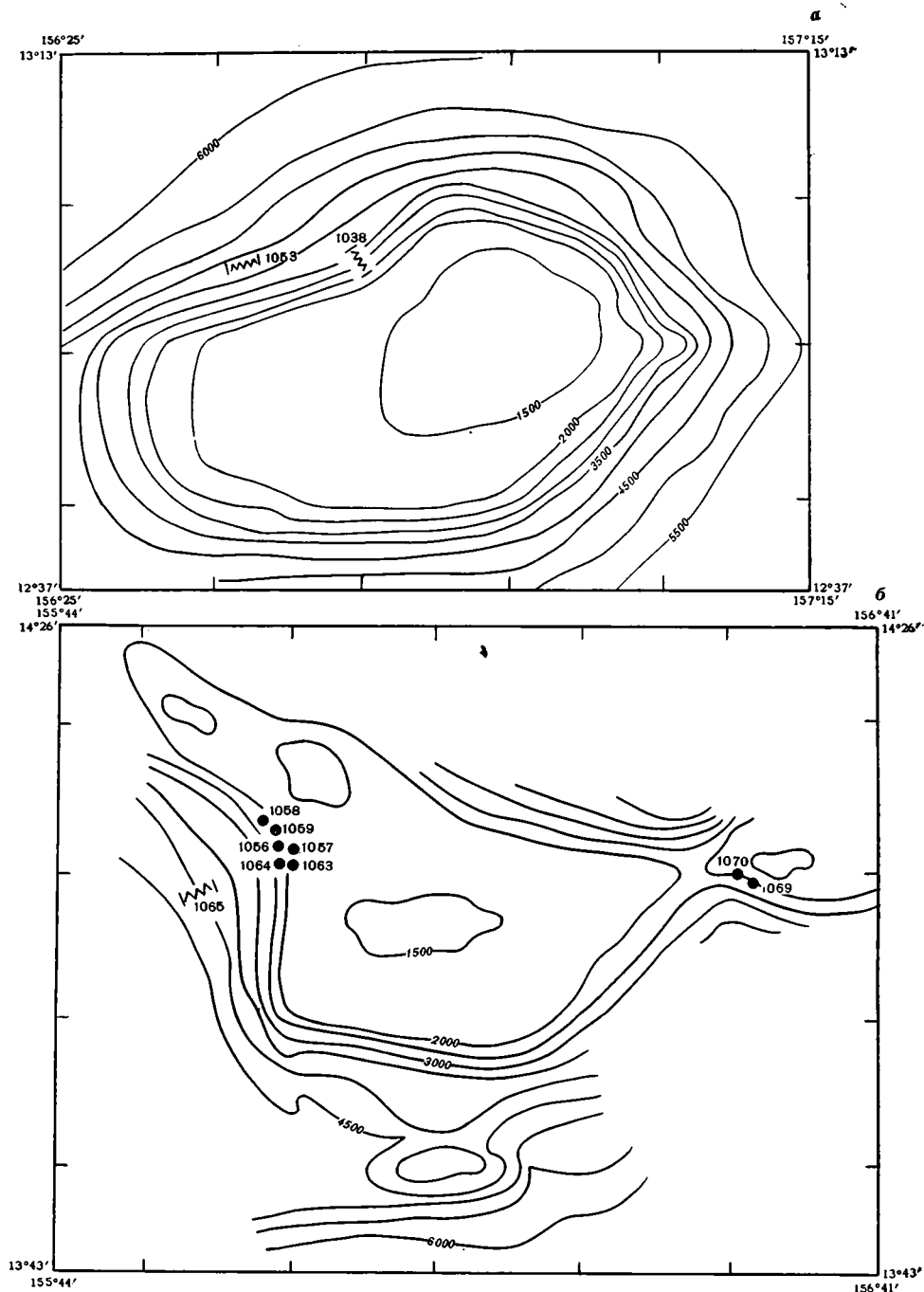
Одной из питающих провинций океанического седиментогенеза являются коренные породы дна океана, представленные преимущественно базальтами. Установлено, что наиболее существенный вклад в пелагическое осадкообразование вносят продукты преобразования базальтов [1, 2, 3]. Особенно значительна их роль в формировании осадочных толщ в районе крупных положительных морфоструктур океана, каковыми, в частности, являются подводные Магеллановы горы, расположенные в Восточно-Марианской котловине. Магеллановы горы имеют вулканическое происхождение и сформировались, по-видимому, в раннемеловое время на океанической коре юрского возраста.

Во время 9-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» детально были изучены гайоты Ита-Маитаи (координаты $156^{\circ}25'—157^{\circ}15'$ в. д. и $13^{\circ}13'—12^{\circ}37'$ с. ш.) и ИОАН (координаты $155^{\circ}44'—156^{\circ}41'$ в. д. и $14^{\circ}26'—13^{\circ}43'$ с. ш.).

Вершина гайота Ита-Маитаи находится на глубинах 1400—1478 м. В результате траления пологих участков западного склона гайота с глубин 2580—2700 м (ст. 1038) и 4000—4150 м (ст. 1053) (фиг. 1, а) были подняты базальтоиды, характеризующие вулканический фундамент. Каменный материал получен в виде отдельных обломков размером 5—15 см. (обр. 1038/1-5) и одной крупной глыбы до 1,5 м в поперечнике (обр. 1053), покрыты с одной стороны коркой железомарганцевых окислов мощностью до 0,5 см. На ст. 1053 помимо базальтов было поднято несколько обломков плотной алевритистой глины коричневатого и розоватого цвета размером 5—30 см, пронизанных ходами илоедов (обр. 1053/1-10). Обломки глинистой породы имеют округлую форму и покрыты коркой железомарганцевых окислов различной мощности: от тонких примазок до 1 см. Следовательно, они в разное время скатывались сверху при последовательном разрушении участков их коренного залегания.

На вулканическом основании гайота Ита-Маитаи залегают преимущественно известняки, которые были вскрыты тремя скважинами (200—202), пробуренными с судна «Гломар Челленджер». Они прошли более 100 м до оолитовых известняков, вероятно, аптского возраста, не достигнув вулканического основания.

Вершина гайота ИОАН располагается на глубинах 1482—1479 м. Образцы пород, характеризующие вулканическое основание гайота, получены при погружениях ПОА «Пайсис» с глубин 2020—1550 м, а также при тралении, проведенном на пологом участке склона на глубине 3800—4200 м. В результате семи погружений охарактеризованы западный склон гайота (ст. 1056—1059, 1063) и юго-западный склон его восточного сателлита (ст. 1069, 1070) (см. фиг. 1, б). Вулканогенный материал под-



Фиг. 1. Батиметрические карты-схемы гайотов Ита-Мантаи (а) и ИОАН (б). Точками обозначена станция ПОА «Пайсис» и ее номер, волнистой линией — станция траления

нят в виде отдельных крупных (до 70 см) и мелких (5—10 см) глыб базальтов, являющихся преимущественно фрагментами массивных лавовых потоков (обр. 1056/5, 6, 1059/1, 7, 8, 9, 1063/1, 5, 6, 7), реже пиллоулав (обр. 1058/1, 4, 7/) и брекчиевых лав (обр. 1063/2, 1069/1). Поднятые базальты в значительном количестве находятся в составе брекчий (обр. 1058/2, 1059/5, 1063/3, 4, 1069/6, 7, 8, 11, 1070/5). Помимо базальтов вулканогенный материал представлен туфами в виде обломков сравнительно небольших (3—10 см) размеров (обр. 1056/3, 1058/3, 6, 10, 1070/6, 7). На станции 1069 кроме вулканогенного материала подняты обломки

песчаника (обр. 1069/2, 3). Все отдельные обломки и брекчии покрыты со всех сторон либо частично мощной (5—15 см) железомарганцевой коркой.

На основании петрографического изучения поднятого материала и данных НСП (сейсмические данные получены И. Н. Ельниковым) можно сделать вывод о том, что верхняя часть вулканического разреза гайота ИОАН представляет собой переслаивание базальтовых и туфовых горизонтов. Выше по разрезу располагаются известняки. На террасовидных площадках в верхних частях склона залегают песчаники.

Траление склона проводилось на станции 1065. Было поднято несколько глыб базальтов размером до 50 см (обр. 1065/5, 6). Помимо них в трале в значительном количестве присутствовали обломочные породы разной размерности, представленные несколькими глыбами (10—30 см) светло-зеленого цвета (обр. 1065/1-4) и галечным материалом (обр. 1065/10). Глыбы преимущественно сложены обломками измененных туфов, некоторые из них имеют слоистое ритмическое строение, характерное для турбидитов. Обломочные породы совершенно не покрыты железомарганцевыми окислами и очень слабо сцементированы, что позволяет предположить, что они сформировались недавно в результате разрушения вышележащих туфовых отложений и переноса вещества вниз в виде мутьевых потоков.

Галечный материал состоит из окатанных галек размером 1—4 см, представленных преимущественно базальтами (80%) и реже туфами (20%).

Таким образом, в строении вулканического основания гайотов и склоновых отложений принимают участие базальты, туфы, песчаники, турбидиты, алевролитистые глины и брекчии, вещественный состав которых рассмотрен ниже.

Базальты. Петрография и химический состав. На основании высоких значений TiO_2 , суммы щелочей и относительно низких величин Na_2O/K_2O поднятые базальты относятся к серии субщелочных базальтов. Среди них выделяются четыре группы — от субщелочных базальтов до гавайитов, образующих дифференцированную серию. Базальты первой группы подняты на станции 1069. Это практически афировые малопористые породы с заметным количеством субфенокристов оливина (10%). Основная масса характеризуется широким развитием лабрадора и рудного минерала (до 15%). Для них свойственно относительно низкое содержание кремнезема и очень высокое содержание железа (табл. 1, обр. 1069/7). Базальты второй группы обнаружены на станциях 1058, 1065. Это также афировые сильно- и крупнопористые породы, содержащие небольшое (2—5%) количество микрофенокристов оливина. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза андезинового состава и скелетными игольчатыми микролитами оливина. Химически они отличаются более высоким содержанием кремнезема, щелочей и значительно более низким содержанием железа и отношением Na_2O/K_2O (см. табл. 1, обр. 1058/2а, 1058/4, 7, 1065/6). Наиболее представительна третья группа базальтов (станции 1038, 1053, 1056, 1057, 1059, 1070). Это оливин-плагиоклаз-порфиновые породы. В строении основной массы существенную роль играют микролиты плагиоклаза, близкого к андезину, менее распространены титанавгиты и титаномagnetиты. В некоторых разностях вместо титанавгита распространены микролиты оливина. Это сильнопористые базальты. Химически они характеризуются еще большим содержанием щелочей и еще меньшим значением Na_2O/K_2O (см. табл. 1, обр. 1038/1, 1053/12, 1056/5, 6, 1059/8). Базальты четвертой группы подняты на станции 1063 и характеризуются наиболее высоким содержанием щелочей и наименьшим значением Na_2O/K_2O (см. табл. 1, обр. 1063/2а, 6, 7). Это редко оливин-порфиновые породы с трахитоидной основной массой, состоящей примерно из равного количества микролитов оливина и андезина и небольшого количества пылевидных выделений рудного минерала.

Таблица 1

Химический состав пород, поднятых со склонов подводных гор

Компонент	Базальты										
	1069/7	1058/2A	1058/4	1058/7	1065/6	1038/1	1053/12	1056/5	1056/6	1059/8	1063/2A
SiO ₂	39,63	39,35	36,77	40,99	47,25	49,83	47,51	43,64	42,62	42,78	34,49
TiO ₂	2,12	2,79	1,27	2,60	2,33	1,83	2,20	1,72	1,74	1,57	2,61
Al ₂ O ₃	18,09	16,82	12,24	16,61	15,20	17,13	17,80	15,08	14,68	15,37	19,56
Fe ₂ O ₃	13,68	17,65	11,00	15,65	10,84	9,39	9,96	8,04	8,62	8,62	14,08
FeO	2,43	0,79	—	0,29	0,39	1,18	1,97	0,51	0,55	0,35	0,37
MnO	0,23	0,21	0,31	0,02	—	0,10	0,12	0,19	0,14	0,01	0,03
CaO	8,79	1,72	15,22	0,85	7,47	6,61	7,80	10,45	10,27	11,02	4,85
MgO	2,72	2,20	1,79	2,30	1,90	1,58	1,54	2,82	2,55	1,54	1,85
Na ₂ O	2,70	1,01	2,70	1,75	3,61	4,28	4,37	3,84	3,84	3,18	3,65
K ₂ O	0,84	1,53	1,85	2,44	1,84	2,93	2,28	2,60	2,77	2,77	1,52
H ₂ O ⁻	0,38	7,93	2,91	9,10	4,23	1,78	1,41	3,10	3,03	3,02	5,12
H ₂ O ⁺	5,98	7,46	2,92	7,02	2,90	2,08	1,83	2,15	2,19	2,83	5,81
CO ₂	—	—	0,60	—	0,30	—	—	0,70	—	—	—
P ₂ O ₅	1,96	0,47	10,36	—	0,96	0,86	0,73	4,68	6,80	7,90	0,68
Σ	99,55	99,93	99,94	99,62	99,21	99,57	99,52	99,52	99,80	100,96	99,62

Компонент	Туфы					Алевритистые глины		Песчаники		Турбидиты	
	1063/6	1063/7	1070/6	1058/6	1058/3	1053/1	1053/8	1069/3	1069/2	1065/1	1065/3
SiO ₂	47,85	46,72	36,48	43,68	42,29	50,25	47,24	30,82	33,86	42,89	45,17
TiO ₂	2,38	2,40	1,02	2,12	1,78	1,92	2,27	1,86	1,89	2,76	2,13
Al ₂ O ₃	15,55	14,71	12,15	14,23	13,08	13,14	14,93	9,32	10,74	13,26	14,33
Fe ₂ O ₃	8,89	7,45	11,88	12,94	11,93	10,08	9,83	10,00	12,77	11,99	12,20
FeO	0,26	0,25	0,15	0,43	—	0,31	0,45	1,42	0,57	0,29	0,36
MnO	0,04	0,07	0,03	0,03	0,34	0,17	0,20	0,21	0,22	0,04	0,16
CaO	6,57	8,85	8,57	2,19	3,17	1,30	2,01	14,89	12,74	2,64	1,04
MgO	2,36	2,20	4,82	3,12	3,29	3,56	3,45	3,54	2,79	3,26	3,42
Na ₂ O	3,98	3,80	2,94	1,89	1,78	2,55	3,25	1,67	1,82	2,94	2,43
K ₂ O	3,41	3,80	3,93	2,93	2,77	4,75	3,61	1,82	1,82	1,85	2,34
H ₂ O ⁻	2,92	2,51	7,02	9,50	He опр.	6,53	6,32	6,57	5,51	11,58	10,39
H ₂ O ⁺	2,07	1,64	5,42	5,70	»	4,20	5,59	4,93	4,94	5,28	5,59
CO ₂	—	—	0,50	—	»	—	—	0,80	0,45	0,90	—
P ₂ O ₅	3,17	6,05	5,12	0,81	1,82	1,76	0,33	12,16	8,33	0,07	—
Σ	99,45	100,45	100,02	99,57	82,28	100,52	99,48	99,99	98,62	99,75	99,56

Примечание: Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.
Аналитики Н. Л. Калашникова, В. Б. Рычкова, Е. В. Черкасова.

Базальты, характеризующиеся сильной (10—30%) пористостью, имеют два типа пор, отличающихся размером и морфологией. Крупные поры размером от 0,5 до 8 мм обычно по форме близки к окружности. Мелкие поры (0,05—0,25 мм) имеют либо амёбовидную, либо угловатую форму и характеризуются интерстиционным положением в основной массе. Часто в них торчат концы микролитов.

Сильная пористость базальтов, наличие туфовых прослоев позволяют говорить о мелководных излияниях базальтовой лавы и даже о наземных, в случаях, когда наблюдается высокотемпературное окисление базальтов.

Вторичные минералы. Вторичные минералы во всех группах базальтов, за некоторым исключением, однотипны. В раскристаллизованных разностях наиболее распространен нонтронит, менее гётит и минерал, близкий к глаукониту. Глауконит — это ярко-зеленый глинистый минерал, обычно имеющий высокий рельеф и светло-зеленые наложенные цвета интерференции. Нонтронит — бледно-зеленый минерал с показателем преломления заметно меньшим, чем у глауконита, и с ярко-серыми до желтого цветами интерференции. Диагностика глинистых минералов приводится ниже.

Преобразование стекловатых разностей базальтов выражается в паллагонитизации сидеромеланового стекла и в последующем развитии

сметита, наследующего состав палагонита, и гидроокислов железа (обр. 1058/7, 1063/2). Подробнее эти вторичные продукты будут рассмотрены ниже при описании вещественного состава туфов.

В брекчированных базальтах широко развит также минерал, являющийся разновидностью апатита.

В раскристаллизованных разностях базальтов вторичные минералы заполняют полностью либо частично жилы, везикулы и поры, а также частично или полностью замещают зерна оливина и плагиоклаза. Заполнение везикул и пор глинистыми минералами осуществляется зонально, при этом глауконит распространен ограниченно. Он обычно сосредоточен в зоне мощностью 0,5—2 см, либо примыкающей к одному из краев образца, либо располагающейся вдоль некоторых трещинок (обр. 1056/5, 6, 1058/1, 2, 4, 7, 1059/6, 6, 8, 1063/1, 1069/11, 1070/8а). В этой зоне глауконит образует в крупных везикулах крустификационную корочку мощностью 0,05—0,1 мм, а мелкие поры, имеющие интерстиционное положение, заполняет полностью.

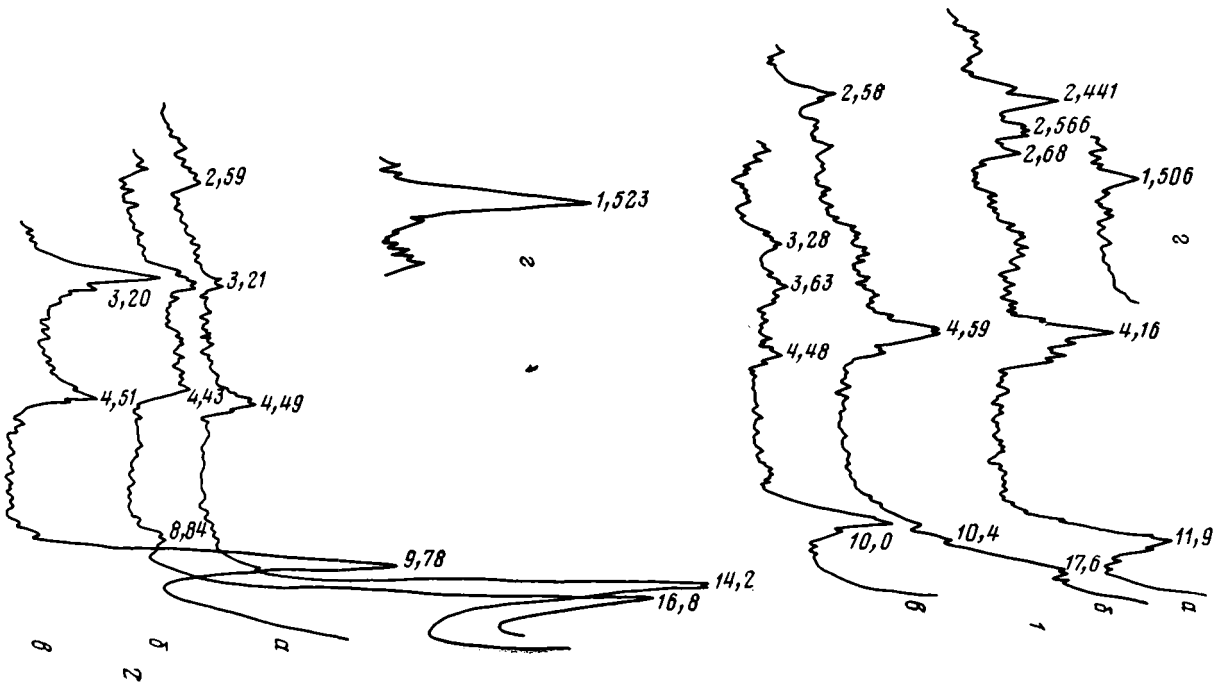
Относительно крупные везикулы часто в этой зоне имеют концентрически-зональное строение, при этом периферический слой сложен глауконитом, а внутренний, имеющий либо такую же мощность, либо полностью занимающий остальное пространство, сложен нонтронитом. Иногда после нонтронита осаждается и апатит. Глауконит нередко вследствие примешивания гидроокислов железа приобретает буроватый оттенок.

В остальном объеме большинства образцов вне зоны развития глауконита в везикулах и порах преимущественно распространен нонтронит. В одних образцах он образует тонкую крустификационную корочку мощностью 0,01—0,2 мм на стенках пор, в других — полностью заполняет поры и частично или полностью замещает микролиты плагиоклаза (обр. 1056/5, 6, 1063/6, 1069/6). На этом участке породы также нередко случаи концентрически-зонального заполнения пор, при этом периферический слой сложен нонтронитом, а внутренний чаще всего апатитом, но иногда кальцитом (обр. 1063/1), цеолитом (обр. 1065/6, 1069/1), либо кальцитом и цеолитом при более раннем выделении первого (обр. 1065/7).

Образец 1058/7, обладающий стекловатой структурой основной массы, характеризуется ритмической зональностью в распределении вторичных минералов по объему породы. Непосредственно у кровли образца в зоне мощностью 0,3 см поры частично и полностью заполнены глауконитом. Ниже, в зоне мощностью 0,4 см, поры пустые. Еще ниже — зона мощностью 0,25 см, в которой заполнение пор концентрически-зональное: по периферии глауконит, в центре — красное иддингситоподобное вещество. Наконец, зона мощностью 0,3 см, в которой также наблюдается концентрически-зональное заполнение пор: периферия — глауконит, центр — нонтронит. На остальном пространстве образца в порах отмечается тонкая крустификационная корочка нонтронита.

Не во всех образцах нами обнаружена зональность в распределении глинистых минералов. В обр. 1038/1 все поры, занимающие в данном случае лишь интерстиционное положение (3—5%), полностью заполнены глауконитом. В обр. 1053/12 преимущественно все везикулы и интерстиционные обособления выполнены красным иддингситоподобным веществом и лишь пятнисто располагаются участки, где встречается глауконит; в обр. 1059/1, 4, 7, 1063/2, 6, 7, 1065/5, 6, 1069/1, 6, 7, 8 глауконит отсутствует. В порах, по плагиоклазу, а в обр. 1069/8 и по интерстиционному стеклу развит лишь нонтронит.

Вкрапленники и микролиты оливина полностью преобразованы, что находит отражение в исключительно низком содержании MgO в изучаемых базальтах (см. табл. 1). Микролиты оливина повсеместно имеют красный цвет вследствие замещения их гётитом. Преобразование фенокристов оливина в большинстве образцов азонально. Они полностью и по объему всего образца замещаются иддингситом (обр. 1038/1, 1053/12, 1058/2, 1059/1, 4—7, 1069/1, 7, 8). Тем не менее в ряде образцов вторич-



ные продукты, развивающиеся по оливину, подчиняются описанной выше зональности. В обр. 1056/5, 6, 1058/4, 1059/8, 1063/1, 10, 1070/8 в зоне развития глауконита вкрапленники оливина иддингситизированы, тогда как на остальном пространстве они замещаются нонтронитом.

Особым своеобразием вторичных минералов отличаются обр. 1059/1, 4, 6, 7. Для них характерно выделение тонкодисперсного гематита в основной массе, формирующегося при высокотемпературном окислении базальтов в наземных условиях [5], а зерна плагиоклаза частично замещены калиевым полевым шпатом. Как известно, именно при повышенном потенциале кислорода активность калия в морской воде достигает величин, при которых происходит калишпатизация плагиоклазов.

Жилы в базальтах в основном заполнены апатитом, и в редких случаях жильное выполнение представлено глинистыми минералами. В частности, в обр. 1053/12 наблюдались зональные жилы, зальбанды которых представлены глауконитом, более внутренние слои гётитом, а центр заполнен коричневатым веществом, представляющим собой смесь глауконита и гётита.

Химический и фазовый состав вторичных минералов, распространенных в раскристаллизованных базальтах, изучался в обр. 1053/12, 1056/6, 1059/7, при этом в обр. 1053/12 развиты глауконит и гётит, в обр. 1059/7 только нонтронит, а образец 1056/6 характеризуется зональным распределением, в котором глауконит развит у одного из краев образца, а в остальном объеме распространен нонтронит.

Для рентгенофазового анализа глауконита из обр. 1053/12 отбирались псевдоморфозы по оливину, сложенные иддингситом в ассоциации с глауконитом при преобладании первого. Рентгеновская съемка природного и обработанного образцов (насыщенного этиленгликолем и прокаленного) позволила установить три фазы в отобранной фракции: гётита, диоктаэдрического ($d_{000} = 1,506 \text{ \AA}$) смектита (d_{001} соответственно: 11,9, 17,17, 10 $\text{\AA}$) и гидрослюды (по появлению слабого отражения $d_{001} = 10,4 \text{ \AA}$ в насыщенном образце) (фиг. 2, 1).

Химический состав глауконита изучался с помощью микрозонда. Были проанализированы его выделения в жиле (табл. 2, II), в псевдоморфозе по оливину (см. табл. 2, III) и в везикулах (см. табл. 2, V, VI). Полученные результаты анализов довольно близки между собой. Пересчет их на кристаллохимическую формулу глинистого минерала по стандартной методике на 22 отрицательных заряда, полагая, что железо по преимуществу находится в окисной форме, и учитывая результаты рентгеновской съемки, позволяет диагностировать эти минералы как глаукониты, содержащие в своей структуре разбухающие слои:

анализ II: $K_{0,73}Na_{0,01}Ca_{0,01}(Fe_{1,43}^{3+}Mg_{0,55})_{1,98}[Si_{3,77}Al_{0,11}Fe_{0,12}^{3+}O_{10}](OH)_2$;

анализ III: $K_{0,73}Ca_{0,01}(Fe_{1,55}^{3+}Mg_{0,51})_{2,06}[Si_{3,59}Al_{0,37}Fe_{0,04}^{3+}O_{10}](OH)_2$;

анализ V: $K_{0,60}Na_{0,02}Ca_{0,01}(Fe_{1,66}^{3+}Mg_{0,37})_{2,03}[Si_{3,52}Al_{0,32}Fe_{0,16}^{3+}O_{10}](OH)_2$;

анализ VI: $K_{0,53}Na_{0,02}Ca_{0,01}(Fe_{1,78}^{3+}Mg_{0,31})_{2,09}[Si_{3,42}Al_{0,49}Fe_{0,09}^{3+}O_{10}](OH)_2$.

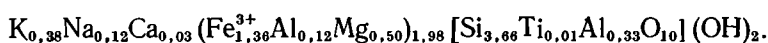
Химический состав буровато-зеленых минералов, тесно ассоциирующихся с глауконитом (см. табл. 2, I, VIII), близок к химическому составу последнего, отличаясь повышенным содержанием железа. Это объясняется в данном случае примесью гидроокислов железа в глауконите, что подтверждается также микроскопическими наблюдениями.

Химический состав иддингсита характеризуется резко преобладающим содержанием железа с небольшими добавками SiO_2 , Al_2O_3 и MgO

Фиг. 2. Дифрактограммы и ИК-спектры вторичных минералов в базальтах 1 — псевдоморфозы по оливину (обр. 1053/12); 2 — смектит, заполняющий поры и разрушающий псевдоморфозы по оливину (обр. 1056/6); 3 — ИК-спектр образца 1056/6 (а — природный образец; б — насыщенный этиленгликолем (обр. 1053/12), глицерином (обр. 1056/6); в — прокаленный; г — d_{000} ; д — ориентированный образец; е — таблетка образца с порошком KBr)

(см. табл. 2, IV). Учитывая рентгеновские данные, можно сделать единственный вывод, что идингсит представляет собой тонкую смесь гётита и диоктаэдрического смектита.

Нонтронит для рентгенофазового анализа выделялся из обр. 1056/6. Рентгеновское изучение показало, что это диоктаэдрический смектит (d_{001} равно 14,2 16,8 и 9,78 Å соответственно для природного, насыщенного и прокаленного образцов) с $d_{060} = 1,523$ Å, что характерно для нонтронита (см. фиг. 2, 2). Нонтронит, локализованный в везикуле, изучался с помощью микрозонда в обр. 1059/7. Химический состав этого минерала (см. табл. 2, IX) существенно не отличается от химического состава глауконита. Если сравнивать содержания главных окислов, то это менее калиевый и железистый, но более кремнистый минерал. Более значимы и, по-видимому, принципиальны различия в содержаниях малых окислов. Он в несколько раз больше содержит TiO_2 , Na_2O , CaO . Пересчет анализа по стандартной методике на кристаллохимическую формулу с учетом рентгеновских данных позволяет диагностировать этот минерал как низкозарядный нонтронит:



В обр. 1056/6 незначительно распространено коричневатое вещество, выполняющее ядра концентрически-зональных везикул, у которых периферический слой сложен глауконитом. Граница между ними неровная и, возможно, глауконит замещается этим веществом. Его химический состав также был изучен с помощью микрозонда (см. табл. 2, VII). Он заметно отличается от состава глауконита и нонтронита прежде всего по-

Таблица 2

Химический состав вторичных минералов

Компо- ненты	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	48,86	51,04	50,01	5,49	48,51	47,54	39,48
TiO ₂	0,12	0	0	0,70	0,07	0,02	0,19
Al ₂ O ₃	3,53	1,29	4,37	1,92	3,69	5,78	7,74
FeO	36,79	25,53	25,75	64,52	30,33	31,22	30,99
MgO	4,35	5,10	4,73	1,97	3,37	2,91	8,64
CaO	0,32	0,15	0,10	0,23	0,14	0,14	0,27
Na ₂ O	0,64	0,09	0	0,28	0,16	0,20	1,08
K ₂ O	4,11	7,85	7,96	0,09	6,50	5,78	2,69
MnO	0	0,09	0	0,07	0	0,04	0,14
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0,06
Σ	96,72	90,86	92,92	75,27	92,76	93,62	91,27

Компо- ненты	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
SiO ₂	41,31	52,78	51,40	43,51	40,66	43,90
TiO ₂	0,09	0,16	0,68	1,74	1,34	0,02
Al ₂ O ₃	3,26	5,46	13,84	16,25	15,74	16,24
FeO	34,46	23,19	14,70	13,32	17,05	15,33
MgO	2,92	4,81	4,22	4,07	3,92	13,80
CaO	0,03	0,44	0,24	0,11	0,15	0
Na ₂ O	0,62	0,88	0,47	0,62	0,73	0,84
K ₂ O	5,43	4,29	4,04	4,13	4,15	1,27
MnO	0,03	0,01	0,01	0	0,03	0,08
P ₂ O ₅	0,09	0	0	0,12	0,09	0
Σ	88,23	92,04	89,59	83,86	83,36	91,49

Примечание. I—IV—обр. 1053/12 (I — коричневый минерал, выполняющий внутреннюю часть жилы, II — ярко-зеленый минерал, слагающий зальбанды той же жилы, III — ярко-зеленый минерал, частично замещающий, вкрапленник оливина, IV — идингсит, замещающий тот же вкрапленник оливина). V—VIII — обр. 1056/6 (V — ярко-зеленый минерал, выполняющий ядро концентрически-зональной везикулы, VI — то же, слагающий периферическую зону, VII — коричневый минерал, выполняющий ядро предыдущей везикулы, VIII — бурое вещество, слагающее периферическую зону концентрически-зональной везикулы). IX — обр. 1059/7 (бледно-зеленый минерал, полностью заполняющий миндалину); X — обр. 1058/6 (смектит, замещающий стекловатый обломок туфа); XI—XIII — обр. 1070/6 (XI — смектит, слагающий крустификационную корочку, XII — смектит, замещающий стекловатый обломок туфа, XIII — смектит образующий округлое обособление внутри стекла).

Анализы выполнены на микроанализаторе «Камебакс».

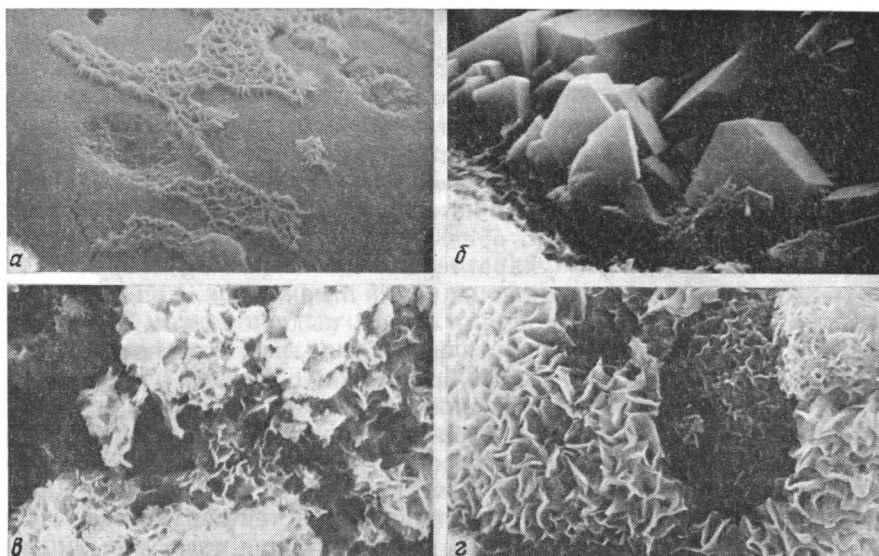
вышенным содержанием магния и алюминия и пониженным K_2O . Вероятно, это вещество является тонкой смесью гидроокислов железа и железистого сапонита. Наличие триоктаэдрической фазы среди глинистых минералов обр. 1056/6 подтверждается данными ИК-спектроскопии (фиг. 2, 3). Если на ИК-спектре ориентированного образца в области валентных колебаний OH^- -группы фиксируются полосы поглощения связей $Fe_2^{3+}OH^-$ (3540 см^{-1}) и $Fe^{2+}-OH-Al$ (3580 см^{-1}), характерных для диоктаэдрических минералов, то на неориентированном образце, снятом с КВг, наблюдаются (помимо предыдущих) две небольшие полосы поглощения: 3680 и 3720 см^{-1} , характерные для связи Mg_3OH^- в триоктаэдрических минералах, содержащих калий в межслоях.

Апатит локализуется в порах и жилах, выделяясь там после глинистых минералов, и замещает частично либо полностью зерна плагиоклаза (обр. 1056/5, 6, 1058/1, 2, 4, 1059/5, 7, 1063/2, 6, 7, 1069/1, 6), а в редких случаях (обр. 1059/8) и вкрапленники оливина. Он образует агрегаты очень тонких, изометричных, прозрачных зерен. Такие же агрегаты широко распространены в цементе туфов, откуда они были отобраны и определены рентгенофазовым методом. На дифрактограммах по набору рефлексов диагностируется одна из разновидностей апатита: либо франколит, либо дернит. Окончательная идентификация возможна лишь при определении химического состава минерала. Это низкотемпературные карбонат-гидроксилapatиты, встречающиеся в осадочных породах.

Широкое развитие апатита в этих базальтах сильно отражается на химическом составе преобразованных пород (см. табл. 1, обр. 1069/7, 1058/4, 1056/5, 6, 1059/8, 1063/6, 7). С высоким содержанием P_2O_5 коррелируются высокие значения CaO . Общее влияние процессов вторичного преобразования на химический состав раскристаллизованных базальтов выражается в уменьшении содержания магния и увеличения содержания калия, воды и в отдельных случаях кальция и фосфора, а также в практически полном окислении железа. Для стекловатых базальтов свойственно уменьшение содержаний CaO , Na_2O и Al_2O_3 (см. табл. 1, обр. 1058/2a, 1058/7, 1063/2a).

Стадии преобразования базальтов. Таким образом, в субщелочных базальтах гайотов Ита-Маитаи и ИОАН нами обнаружены определенные парагенетические ассоциации вторичных минералов. Наиболее ранние образования представлены глауконитом, содержащим в своей структуре разбухающие слои, и, по-видимому, иддингситом. Глауконит нередко ассоциирует с гётитом. Следующими по времени образования фазами являются нонтронит, также нередко ассоциирующий с гётитом, железистый сапонит и калиевый полевой шпат. Наконец, последними по времени формирования являются апатит, а в образцах, поднятых с больших глубин, — кальцит и филлипсит.

Описанные выше глинистые минералы довольно широко распространены в океанических базальтах, в частности слагающих подводные вулканические горы. Их формирование связывается В. Б. Курновым [4] и другими с взаимодействием базальтов с гидротермальными растворами. По В. Б. Курнову, магматический очаг, пока он не угас окончательно, обуславливает циркуляцию морской воды сквозь проницаемые толщи базальтов по конвективным ячейкам, охватывающим всю вулканическую постройку. Двигаясь от периферии к жерлу вулкана, морская вода нагревается, при этом приобретает кислотные свойства и минерализуется, выщелачивая вещество из базальтов и туфов. Нами изучены в силу характера отбора каменного материала лишь базальты периферических участков вулканической постройки. Для этих участков характерны окислительные условия минералообразования, так как для слабометаморфизованной морской воды свойствен высокий окислительный потенциал. В этих условиях железо, легко выщелачиваемое из базальтов, обладало малой подвижностью, что и привело к широкому развитию гидроокислов железа и железистых глинистых минералов. При окислительных условиях и относительно низкой температуре повышенной активностью обладает калий, что, очевидно, и обусловило калишпатизацию плагио-



Фиг. 3. Микрофотографии смектитов и цеолитов, замещающих туфы (увел. 20 000) *а* — смектиты, замещающие туф (обр. 1070/6); *б* — цеолиты (обр. 1070/6); *в* — смектиты, замещающие пепловые отложения (обр. 1053/2); *г* — смектиты, развивающиеся по туфовым обломкам, слагающим турбидиты (обр. 1065/3)

клавов. Источником калия в существенной мере является, по-видимому, морская вода.

Обнаружение двух этапов глинообразования позволяет сделать предположение, что наиболее ранние из них (глауконит, иддингсит), занимающие строго зональное положение в породе, возможно, сформировались еще при взаимодействии морской воды с горячим лавовым потоком в момент его излияния. При этом морская вода в горячий лавовый поток проникала по трещинам контракции.

Апатит встречается не только в вулканогенных породах, но и замещает карбонатный цемент в брекчиях, а также органические известняки, как поднятые со склонов подводных гор, так и слагающие разрезы, надстраивающие вулканический фундамент гайотов. В разных обломках базальтов апатит распространен неодинаково. Он отсутствует в тех из них, которые недавно откололись от склона. Эти наблюдения дают основание сделать предположение, что апатит в базальтах не связан с гидротермальными растворами и имеет гальмиролитическую природу. Вопрос об источнике фосфора остается открытым.

Туфы. Это мягкие породы светло-зеленого цвета вследствие их полного замещения вторичными продуктами. Они встречаются преимущественно в виде самостоятельных обломков (до 10 см), являющихся ядрами железомарганцевых конкреций (1056/3, 1058/10), либо относительно крупных (до 25 см) глыб (1070/6, 7). Реже туфы находятся в составе брекчий совместно с базальтами либо известняками (1056/4, 1057/4). Образцы 1058/3, 6 были оторваны от коренного склона.

По размеру зерен выделяются лапиллиевые (1070/6, 7), псефитовые (1058/3, 6, 1056/3) и псаммитовые (1058/10, 1057/4) разновидности. Крупнозернистые различны сложены преимущественно изометричными, совершенно неокатанными обломками, имеющими причудливые очертания границ вследствие сильной пористости составляющих пород. Для них характерно полное отсутствие сортировки. В лапиллиевых туфах размеры обломков варьируют от 3 мм до 2 см, в псефито-псаммитовых — от 1 до 7 мм. Псаммитовые туфы сложены таблитчатыми, угловатыми и рогульчатыми частицами, в общем образующими градационную слоистость с мощностью ритма до 5 мм, в котором величина зерен уменьшается, по-видимому, снизу вверх от 1,5 до 0,2 мм.

Петрографический состав обломков во всех выделенных разновидностях один и тот же и удивительно однороден. Все они сложены сильнопузыристыми (пористость составляет 30—50%, размер пор 0,02—1 мм) стекловатыми обломками, очевидно, имевшими ранее базальтовый состав. Некоторые из обломков содержат около 5—10% микролитов плагиоклаза (обр. 1070/6, 7) либо илдингситизированного оливина (обр. 1058/3, 6). Таким образом, это витрокластические туфы.

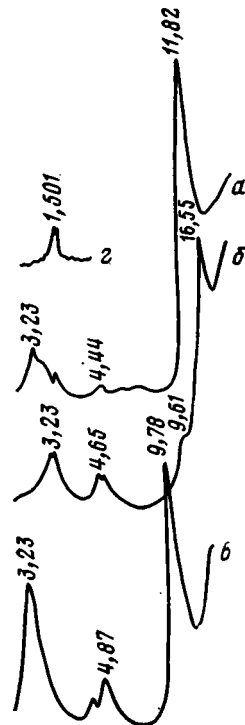
Стекло полностью замещено бледно-зеленым тонкодисперсным глинистым минералом, образующим концентрическую зональность вокруг пор (в зоне до 0,5 мм), которая проявляется в чередовании тонких полосок, имеющих различный оттенок коричневого и зеленого цветов и по-разному двупреломляющих. Иногда между концентрически-зональными участками стекло замещено коричневатым, практически изотропным паллагонитом массивного строения. Все края обломков оконтуриваются крустификационной каймой аналогичного бледно-зеленого смектита, высоко двупреломляющего и имеющего также концентрически-зональное строение. Мощность каймы 0,02—0,05 мм. Такая же кайма наблюдается и на стенках пор. Нередко на крустификационной кайме как внутри пор, так и в межобломочном пространстве нарастают розетки филлипсита диаметром до 1 мм.

Имеющиеся микролиты и вкрапленники оливина в стекле илдингситизируются, а микролиты плагиоклаза калишпатизируются. Цементация обломков неравномерная: от пленочного типа до типа заполнения пор. Цементом являются описанные выше крустификационные корочки глинистого минерала, цеолиты и карбонатно-фосфатный материал.

При электронно-микроскопическом изучении измененных туфов отчетливо видно, что смектиты, слагающие крустификационную кайму, в отличие от таковых, непосредственно замещающих стекло, хорошо раскристаллизованы, имеют более крупные размеры (порядка $2 \cdot 10^{-5}$ мм) и листоватую форму (фиг. 3, а). Крупные выделения цеолитов приурочены к пустотам (фиг. 3, б).

Химические составы туфов приведены в табл. 1. По сравнению с химическим составом раскристаллизованных, относительно слабо измененных базальтов туфы характеризуются пониженными содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O и повышенными содержаниями Fe_2O_3 , K_2O и H_2O . Таким образом, направленность химического преобразования туфов близка к процессу паллагонитизации сидеромеланового стекла, происходящему в морских условиях.

Фазовый и химический состав новообразованных минералов анализировался в обр. 1056/3, 1058/6, 1070/6. Бледно-зеленый глинистый минерал, замещающий стекло, является диоктаэдрическим ($d_{000}=1,501 \text{ \AA}$) смешанослойным слоистым силикатом смектит-слюдистого типа, содержащим около 40% слоев слюдяного типа (фиг. 4). Это следует из сравнительного анализа дифрактограмм. В природном образце $d_{001}=11,82 \text{ \AA}$, в образце, насыщенном этиленгликолем, d_{001} увеличивается до 16,55 $\text{\AA}$ и появляется еще одно слабое отражение $d_{002}=9,61 \text{ \AA}$, проявляющееся как плечо на предыдущем пике; в прокаленном образце $d_{001}=9,78 \text{ \AA}$. Из обр. 1058/3 для рентгенофазового анализа отбирались цеолиты с небольшой примесью цементирующего материала. На дифрактограмме идентифицируется филлипсит и одна из разновидностей апатита: либо франколит, либо дернит (фиг. 5, а). На дифрактограмме обр. 1070/6 наряду со



Фиг. 4. Дифрактограммы смектита, замещающего туф (обр. 1056/3) а — природный образец; б — насыщенный этиленгликолем; в — прокаленный; г — d_{000}

сметитом ($d_{001}=13,60 \text{ \AA}$) идентифицируется калиевый полевой шпат (см. фиг. 5, б), который в данном случае замещает микролиты плагиоклаза.

С помощью микрозонда изучался химический состав смектита, замещающего стекло (см. табл. 2, X, XII) и образующего крустификационную корочку (см. табл. 2, XI). Полученные анализы близки между собой, и лишь анализ X отличается заметно более высоким содержанием SiO_2 . Смектит имеет существенно железоалюмокремнистый состав. При пересчете анализов на кристаллохимическую формулу по стандартной методике на 22 отрицательных заряда, учитывая, что железо в основном находится в окисной форме, что следует из валового химического анализа породы, принимая во внимание данные рентгеновских исследований, оказалось, что эти минералы можно отнести к железистым бейделлит-глауконитам [1]:

анализ X: $\text{K}_{0,38}\text{Na}_{0,09}\text{Ca}_{0,02}(\text{Al}_{0,79}\text{Fe}_{0,86}^{3+}\text{Mg}_{0,42})_{2,07}[\text{Si}_{3,62}\text{Ti}_{0,03}\text{Al}_{0,35}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$;

анализ XI: $\text{K}_{0,41}\text{Na}_{0,09}\text{Ca}_{0,01}(\text{Al}_{0,87}\text{Fe}_{0,84}^{3+}\text{Mg}_{0,45})_{2,16}[\text{Si}_{3,34}\text{Ti}_{0,09}\text{Al}_{0,59}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

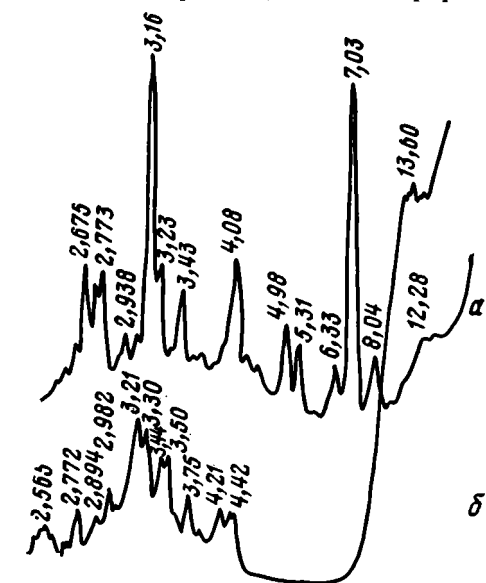
В обр. 1070/6 был изучен химический состав зеленого массивного глинистого минерала, образующего редкие округлые обособления диаметром до 0,1 мм в преобразованном стекле (см. табл. 2, XIII). При пересчете его на кристаллохимическую формулу глинистого минерала на 22 отрицательных заряда он оказывается близок к составу железистого сапонита (при условно принятом отношении $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, как 3:1):

$\text{K}_{0,12}\text{Na}_{0,12}(\text{Mg}_{1,47}\text{Fe}_{0,22}^{2+}\text{Fe}_{0,66}^{3+}\text{Al}_{0,43})_{2,78}[\text{Si}_{3,07}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,92}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

Итак, выявлена следующая ассоциация вторичных минералов, образующихся при преобразовании туфов: железистый бейделлит-глауконит, филлипсит, калиевый полевой шпат, илдингсит и железистый сапонит. Наиболее вероятно, что они сформировались при гидротермальном пре-

образовании туфов. Основанием для такого предположения служат следующие факты: повсеместное преобразование туфов, проявление гидротермальных процессов в базальтовых горизонтах, близость железистого бейделлит-глауконита, замещающего стекловатые обломки, к нонтрониту, сформированному в базальтах на гидротермальной стадии. Главное отличие этих минералов заключается в заметно более низком значении Fe^{3+}/Al в бейделлит-глауконитах, что, по-видимому, обусловлено тем, что последние в той или иной мере наследуют состав первичной фазы (сидеромелана или палагонита), относительно богатой алюминием.

Алевритистые глины. Все образцы этой породы имеют одинаковое строение. В основной массе тонкодисперсного глинистого ми-



Фиг. 5. Дифрактограммы филлипсита (а) и калиевого полевого шпата (б) (обр. 1070/6)

нерала серого цвета, слабо двупреломляющего, погружены редкие зерна алевритовой ($\sim 0,01-0,05$ мм) размерности плагиоклаза (3—5%), илдингситизированного оливина (2—4%) и рудного минерала (до 7%). Все зерна угловатые, неокатанные. При электронно-микроскопическом изучении наблюдается обломочное строение всей породы (см. фиг. 3, в), в то же время отдельные частички сложены очень тонкодисперсным ли-

стоватым глинистым минералом, по морфологии аналогичным таковому в преобразованных туфах.

Таким образом, по составу и строению эти породы, по-видимому, представляют собой преобразованные пепловые отложения.

На дифрактограммах этих образцов доминирующей фазой является диоктаэдрический ($d_{000}=1,50 \text{ \AA}$) смешанослойный минерал типа смектит-слюда (у природного образца $d_{001}=12,11 \text{ \AA}$, у насыщенного глицерином $d_{001}=17,34 \text{ \AA}$ и $d_{002}=9,23 \text{ \AA}$, у прокаленного $d_{001}=9,85 \text{ \AA}$), содержащий около 30% слюдистых слоев.

Химический состав алевроитистых глин приведен в табл. 1. По составу они близки к измененным туфам, выделяясь более высокими значениями SiO_2 , MgO , K_2O , и отличаются от образцов относительно слабо измененных базальтов низким содержанием CaO , Na_2O и повышенными содержаниями K_2O и H_2O .

Результаты химического и рентгеновского исследований данных пород показывают, что глинистый минерал, являющийся главным породообразующим минералом, близок к таковому, развивающемуся по туфам, т. е. к железистому бейделлит-глаукониту.

Обобщая все данные по алевроитистым глинам, приходим к выводу, что это пепловые отложения, преимущественно сложенные железистым бейделлит-глауконитом, который сформировался при гидротермальном преобразовании стекловатых обломков.

Песчаники. Все встреченные песчаники (обр. 1069/2, 3, 9) имеют одинаковое строение и состав и относятся к разряду мелко- и среднезернистых. Они сложены обломочными окатанными и полуокатанными зернами размером 0,2—0,25 мм, обладают хорошей сортировкой. По составу это олигомиктовые песчаники. Около 70% обломков представлено слабопористым (5—10%, размер пор 0,01—0,1 мм) базальтовым стеклом, иногда содержащим микролиты плагиоклаза. Стекло и микролиты замещены зеленовато- и желтовато-бурым, очень слабо двупреломляющим смектитом. Около 5% обломков стекла свежие. Остальная часть зерен представлена титанавгитом (5—8%), иддингситизированным оливином (10—15%) и плагиоклазом, частично замещенным смектитом.

Цементация песчаников очень слабая и представлена несколькими типами: соприкосновения, пленочный (смектитовый) и типа заполнения пор. Межзерновое пространство заполнено карбонатно-фосфатным материалом, но много пор остается пустыми. В цементе обнаружены бентосные формы фораминифер, которые, по определению Х. М. Саидовой, имеют маастрихтский возраст.

Таким образом, песчаник представляет собой результат разрушения базальтов, преимущественно его преобразованных стекловатых корок закали. По-видимому, дезинтеграция базальтов и формирование песчаных отложений происходило под действием морской абразии во время, когда верхние части вулканической постройки находились выше уровня моря.

Химический состав песчаников (см. табл. 1) характеризуется относительно высокими содержаниями CaO и P_2O_5 вследствие сравнительно большого количества карбонатно-фосфатного цемента. В остальном химический состав песчаников имеет те же особенности, что и витрокластический туф.

На дифрактограммах песчаников, очищенных от карбонатно-фосфатного цемента, идентифицируется практически одна фаза — диоктаэдрический ($d_{000}=1,501 \text{ \AA}$) смешанослойный очень неупорядоченный глинистый минерал типа смектит-слюда (базальные отражения 12,11 $\text{\AA}$ у природного образца, 17,64 и 10,05 $\text{\AA}$ — у насыщенного глицерином и 9,89 $\text{\AA}$ — у прокаленного).

Химический состав глинистого минерала, основного минерала песчаников, судя по расчетным данным (при вычитании из состава песчаников состава апатита), близок к составу железистого бейделлит-глауконита.

Турбидиты. Породы, объединенные нами в эту группу по текстурному признаку, имеют одинаковый состав (обр. 1065/1, 3, 4), за исключением

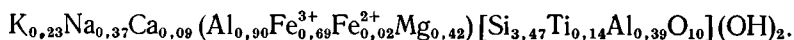
обр. 1065/2. Они сложены слабоокатанными обломками изометричной и таблитчатой форм измененного витрокластического туфа псефитовой (обр. 1065/1) и псаммитовой (обр. 1065/3) размерностей. В обр. 1065/4 эти обломки образуют ритмы с градационной слоистостью. Отмечаются три ритма мощностью 3—10 см. В каждом ритме размер обломков измененного туфа колеблется от 1—1,5 см в подошве до алевритистой размерности в кровле. По-видимому, образцы 1065/1—3 также являются разрозненными элементами ритма турбидитных отложений.

Практически все обломки туфа замещены светло-зеленым тонкодисперсным смектитом, некоторые из них содержат иддингситизированные вкрапленники оливина. Туф очень пористый (25—30%, размер пор 0,25—5 мм). Поры имеют крустификационную корочку светло-зеленого смектита, а ядро некоторых из них выполнено кальцитом. В обр. 1065/1 очень редкие обломки, незакономерно распространенные по объему образца, представлены практически свежим витрокластическим туфом. Этот факт указывает на то, что турбидиты не изменялись на месте возникновения, а формировались из уже преобразованных туфов.

Цементация обломков очень слабая и неравномерная, цемент пленочного и базального типов представлен кальцитом и реже филлипситом. При высушивании образцы рассыпаются, следовательно, они в виде таких крупных глыб не могли перемещаться на длинные расстояния.

Электронно-микроскопическое изучение отдельных туфовых обломков показало, что они сложены хорошо раскристаллизованными смектитами листоватой формы (см. фиг. 3, з). По данным рентгеновской дифрактометрии, глинистый минерал является диоктаэдрическим ($d_{000} = 1,501 \text{ \AA}$) смектитом (базальные отражения составляют: у природного образца 13,03 $\text{\AA}$, у насыщенного глицерином 19,36 и 9,21 $\text{\AA}$ и у прокаленного 9,89 $\text{\AA}$).

Химический состав пород (см. табл. 1), очищенных от карбонатного цемента, близок к химическому составу измененных витрокластических туфов, несколько отличаясь более высокими значениями TiO_2 , H_2O и низкими K_2O . Кристаллохимическая формула обр. 1065/3 соответствует диоктаэдрическому смектиту, близкому к железистому бейделлит-глаукониту из обр. 1058/6, 1070/6:



Образец 1065/2 имеет обломочную структуру и сложен практически одними зернами апатита алевритовой ($\sim 0,01 \text{ мм}$) размерности. Отмечается приблизительно 2—3% зерен плагиоклаза и 1—2% обломков вулканического стекла. На дифрактограмме образца идентифицируется лишь одна фаза, которая по большому набору рефлексов диагностируется как одна из разновидностей апатита: либо дернит, либо франколит (3,43; 3,16; 3,04; 2,768; 2,675; 2,616; 2,495; 2,23; 2,12; 2,05 $\text{\AA}$).

Наличие фосфатных прослоев дополнительно свидетельствует о том, что эти турбидиты являются осадочными образованиями. Их происхождение, по-видимому, связано с разрушением карбонатно-фосфатного цемента туфовых отложений.

Таким образом, турбидиты представляют собой результат разрушения рыхлых толщ измененных витрокластических туфов, слабо сцементированных карбонатно-фосфатным материалом.

Брекчии. Брекчии могут быть моно- и полимиктовыми. Первые сложены разноразмерными угловатыми обломками базальтов (от 2 до 20 см). В составе более редких полимиктовых брекчий могут быть базальты, туфы и известняки (обр. 1056/2, 4, 1057/4, 1070/8).

Цемент брекчий песчано-карбонатно-фосфатный. В карбонатно-фосфатном материале, являющемся результатом фосфатизации известковистых фораминиферовых отложений «плавает» около 15—20% окатанных и неокатанных зерен песчанистой размерности (0,1—1 мм), представленных сильно измененными раскристаллизованными базальтами, измененными базальтовыми стеклами и туфами.

В цементе брекчий обнаружены планктонные фораминиферы, имеющие, по определению Х. М. Сандовой, возраст от палеоцена до позднего миоцена.

* *

*

На основании изложенного материала можно сделать следующие выводы. Верхи вулканического разреза гайотов Ита-Маитаи и ИОАН сложены переслаивающимися горизонтами субщелочных базальтов и витрокластических туфов. Все вулканогенные породы гидротермально переработаны, причем наиболее интенсивно туфы, что обусловлено их хорошей проницаемостью и реакционной способностью. Главными новообразованными минералами, возникшими в гидротермальную стадию преобразования вулканитов, являются диоктаэдрические смектиты и смешанослойные минералы типа смектит—железистая слюда. Они полностью слагают витрокластические туфы, а также стекловатые корки базальтов и представлены железистым бейделлит-глауконитом. В раскристаллизованных базальтах — это нонтронит, который осаждается в порах, жилах и частично замещает оливин и плагиоклаз.

Новообразованные диоктаэдрические слоистые силикаты: глауконит, нонтронит и железистый бейделлит-глауконит, по своим кристаллохимическим особенностям образуют своеобразный ряд:

анализ II: $K_{0,73}Na_{0,01}Ca_{0,01}(Fe^{3+}_{1,43}Mg_{0,55})_{1,98}[Si_{3,77}Al_{0,11}Fe^{3+}_{0,12}O_{10}](OH)_2$;

анализ IX: $K_{0,39}Na_{0,12}Ca_{0,03}(Fe^{3+}_{1,37}Al_{0,12}Mg_{0,50})_{1,98}[Si_{3,66}Ti_{0,01}Al_{0,33}O_{10}](OH)_2$;

анализ X: $K_{0,38}Na_{0,09}Ca_{0,02}(Fe^{3+}_{0,96}Al_{0,79}Mg_{0,42})_{2,07}[Si_{3,52}Ti_{0,13}Al_{0,35}O_{10}](OH)_2$.

Наблюдается последовательное увеличение содержания Al, Ti, уменьшение октаэдрического Fe^{3+} и исчезновение его из тетраэдров. От глауконита к нонтрониту заметно возрастает количество Na и Ca в межслоях, и оно снова несколько снижается при переходе к бейделлит-глаукониту. Особенности поведения петрогенных элементов, по-видимому, отражают состав первичных фаз и условия минералообразования. На постэруптивной стадии, происходящей геологически мгновенно, разрушаются наименее устойчивые железомagneзиальные фазы (оливин). На гидротермальной стадии основным реакционноспособным веществом является закалочное стекло базальтов и витрокластических туфов. На этой стадии все элементы в той или иной степени подвижны, и поэтому нонтронит, осаждающийся из растворов, минерализованных главным образом веществом, частично выщелоченным из туфов, обогащен по сравнению с глауконитом даже такими относительно малоподвижными элементами, как Al и Ti, а особенно наиболее выщелачиваемыми элементами, как Ca и Na. Минералы, непосредственно замещающие стекло, по сравнению с нонтронитом соответственно существенно обогащены наименее подвижными Al и Ti.

Распространение обломочных пород на склонах гайотов свидетельствует о процессах надводного и подводного физического разрушения базальтов и туфов. При морской абразии массивные базальты, разрушаясь, формировали галечные накопления, в то время как их сильно измененные стекловатые корки, истираясь в большей степени, образовывали материал песчанистой размерности.

Благоприятной предпосылкой для процессов подводного физического разрушения базальтов является то обстоятельство, что они слагают положительные морфоструктуры океанического дна. Массивные базальты, разрушаясь при подводной эрозии, формируют брекчии, а их более измененные разности, и прежде всего стекловатые измененные зоны потоков и подушек, дезинтегрируясь до гравелитистого и песчанистого размеров, принимают участие в цементации брекчий.

Нами сделано предположение, что турбидиты, поднятые со склонов гайота ИОАН, сформировались в результате разрушения туфовых отложений и являются осадочными образованиями. В пользу этого свидетельствуют следующие факты: признаки окатанности зерен, наличие фос-

фатных прослоев, сочетание измененных и неизмененных туфовых обломков в одном штуде, что противоречит туфовому происхождению данных турбидитов. К тому же отсутствие на глыбах железомарганцевой корки указывает на то, что они сформировались относительно недавно, тогда как вулканизм в этом районе прекратился в меловое время.

Следовательно, на данном уровне исследований наиболее вероятно предположить, что изученные нами турбидиты сформировались в результате осаждения из мутьевых потоков, осуществлявших перенос продуктов разрушения туфовых отложений. Механизм возникновения этих мутьевых потоков до конца не ясен. Возможно, важной предпосылкой для их зарождения является наличие в разрезе гайота горизонтов сильно измененных и слабо сцементированных туфов, в случае разрушения которых могут одновременно захватываться большие объемы вещества.

При разрушении измененных пепловых прослоев возникают глинистые окатыши, создающие скопления на пологих участках склонов.

Наиболее распространенным минералом всех обломочных пород, встречающихся на склонах гайотов, за исключением брекчий, является железистый бейделлит-глауконит. Изученный химически и рентгенографически, он оказался очень близким по составу и строению в различных обломочных породах, что обусловлено его образованием в результате гидротермального преобразования закалочного стекла, в основном слагающего горизонты витрокластических туфов, и последующем разрушении этих толщ.

По кристаллохимическим особенностям железистый бейделлит-глауконит чрезвычайно близок к железистым смектитам, широко распространенным как в современных красных глинах, так и в более древних осадочных породах первого слоя океанической коры, содержащих глинистые минералы [1, 2]. Существенным отличием является более высокое содержание титана в бейделлит-глауконитах, что является отражением щелочно-базальтового состава первичных пород.

Литература

1. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов//Литология и полез. ископаемые. 1980. № 1. С. 84—114.
2. Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А. и др. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер»//Литология и полез. ископаемые. 1975. № 6. С. 12—36.
3. Коссовская А. Г., Симанович И. М., Шутов В. Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации//Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 5—16.
4. Курносов В. Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 252 с.
5. Сколотнев С. Г. О минералообразовании при окислении железа базальтов Ключевской группы вулканов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 65—74.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
16.II 1987

УДК 551.311.7(261)

ЭДАФОГЕННЫЙ МАТЕРИАЛ В ОСАДКАХ СЕВЕРНОЙ ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ АТЛАНТИКИ

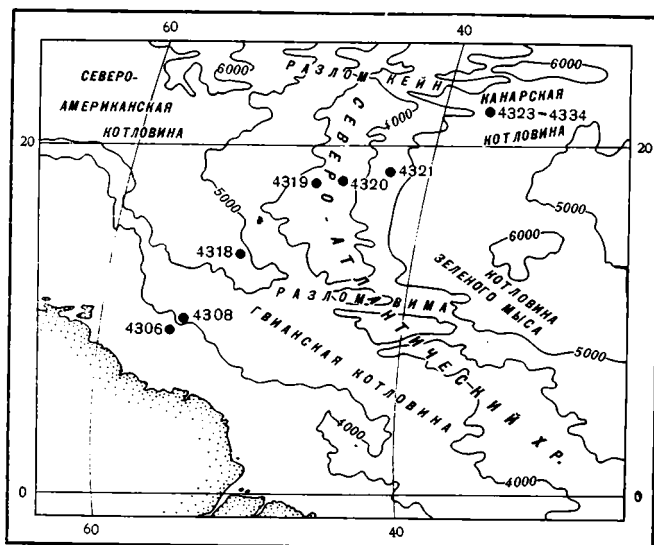
**СВАЛЬНОВ В. Н., БЕЛЯЕВА Н. В., ДМИТРЕНКО О. Б.,
НОВИКОВА З. Т., УСПЕНСКАЯ Т. Ю., ШЕВЧЕНКО А. Я.**

Комплексом методов исследованы ядра конкреций и осадки на профиле Гвианская котловина — Срединно-Атлантический хребет — Канарская котловина, выявлен тектоэдафогенный и биоэдафогенный материал. Приведены доказательства многократной тектонической активности трансформного разлома Кейн в плейстоцене, описаны гидротермально измененные осадочные породы Гвианской котловины.

В классификации генетических групп компонентов глубоководных отложений В. П. Петелина [3] особое место занимают марино-литогенные продукты разрушения субаквальной литосферы (пород дна океана), названные в целом *эдафогенными компонентами*. Эти компоненты, выявленные при минералогическом изучении песчано-алевритовых фракций осадков, широко распространены в различных структурно-фациальных зонах Мирового океана и учитываются при выделении не только комплексов минералов [2, 5, 8, 9], но и вещественно-генетических типов океанских осадков [1, 4, 6]. В настоящем сообщении приведены результаты комплексного исследования текто- и биоэдафогенных компонентов осадков. Первые являются марино-эндолитогенными продуктами тектонического дробления пород, вторые — остатками ископаемых организмов, освобождающихся при экзогенном разрушении осадочных пород [3] и в различной степени литифицированных осадков [6]. Продукты тектонического дробления пород и биоэдафогенные обломки нередко служат ядрами железомарганцевых конкреций, поэтому ниже приведены также краткие сведения о строении и составе рудных оболочек конкреций.

Материалом для данной работы послужили ядра марганцево-железистых конкреций и гранулометрические фракции осадков, полученных в северной тропической зоне Атлантического океана в 40-м рейсе НИС «Академик Курчатов» (1984 г.). Образцы собраны на глубинах 2900—6006 м в Гвианской котловине, на склонах Северо-Атлантического хребта и в зоне перехода его в Канарскую котловину вблизи трансформного разлома Кейн (фиг. 1). Возраст осадков определен по комплексам кокколитофорид и планктонных фораминифер. Рентгеновский анализ препаратов выполнен на дифрактометре ДРОН-2 с CuK_α -излучением, Ni-фильтром, при 40 кВ и 20 мА, щели $0,5 \times 0,5$ мм. Электронные микрофотографии получены на сканирующем микроскопе JSM-U3. В отраженном свете изучались полированные шлифы рудных оболочек конкреций. Полные силикатные анализы осадков выполнены рентгенофлуоресцентным методом на приборе VRA-2 (аналитики М. М. Кахана, Т. Г. Кузьмина). На атомно-абсорбционном спектрофотометре ААs-403 определены Fe, Al, Cu, Sr, Mn, Ni, Co, Zn, Ti, Mo, Pb, V, Mg, Ca, Li, Cr, Cd в пламени ацетилен — воздух и ацетилен — закись азота (аналитик Н. Н. Завадская). При анализе CO_2 и $\text{C}_{\text{орг}}$, выполненном Н. П. Толмачевой, применялся объемно-газовый экспресс-метод (по Кноппу). Шлифы ядер конкреций, сложенных магматическими и метаморфическими породами, изучены Г. Л. Кашинцевым. Гранулометрический состав образцов и соотношение минералов в крупноалевритовой фракции осадков определены сотрудниками группы В. П. Казаковой.

В исследованных районах прямоточными трубками вскрыты преимущественно плейстоцен-голоценовые илы. На глубинах менее 4900 м об-

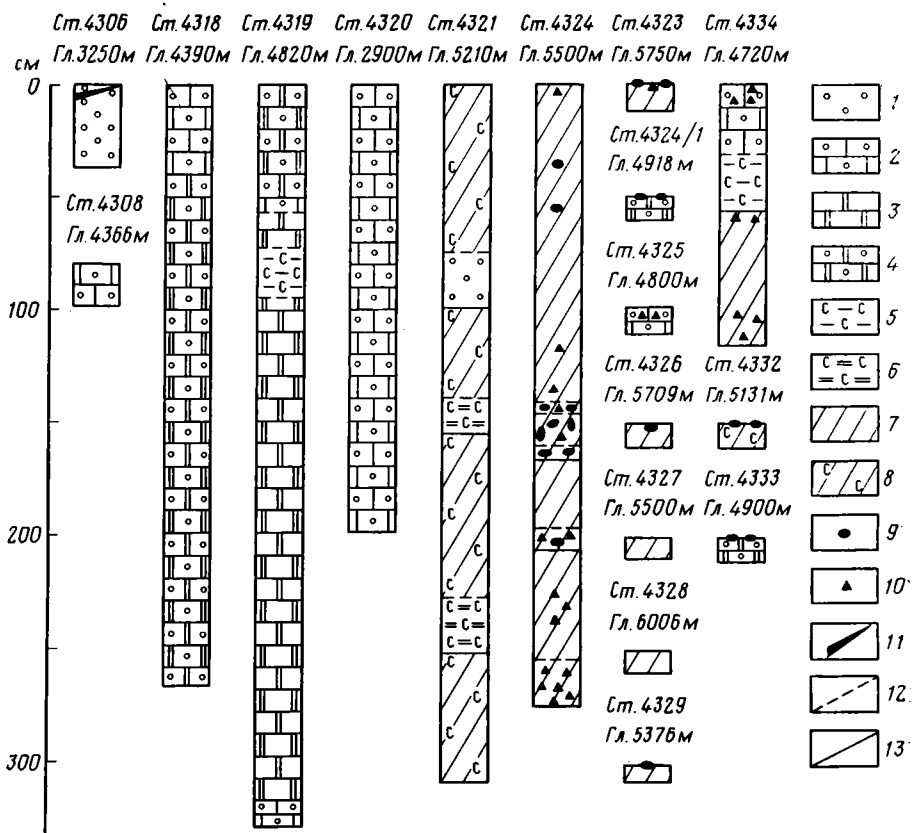


Фиг. 1. Схема расположения станций. Залитые кружки — станции сбора осадков и конкреций; изобаты, м

наружены окисленные биогенные карбонатные осадки (фораминиферовые, кокколито-фораминиферовые и фораминиферо-кокколитовые). В интервале глубин 5100—6000 м распространены миопелагические глины, местами слабоизвестковистые (фиг. 2). На ст. 4306 (Гвианская котловина) тралом были подняты с глубины 3310—4120 м глыбы глинистых известняков (кокколито-фораминиферовых), а прямой трубой — карбонатные слабоуплотненные осадки сходного состава. Известняки покрыты бугристой или глянцевой марганцево-железистой коркой мощностью 0,5—0,8 см и нарушены многочисленными ходами роющих организмов (диаметром от долей миллиметра до 3—4 см), нередко заполненными более молодыми осадками. Стенки ходов обычно покрыты пленкой (1—3 мм) гидроокислов железа и марганца. Наряду с описанными выше известняками в траловой пробе оказались единичные эллипсоидальные железистые конкреции и угловатые обломки сильно измененных аргиллитов желтовато-бурого цвета у буровато-зеленых глинистых известняков. На поверхности обломков наблюдается железомарганцевая оторочка («незрелые» конкреции). Рудная корка мощностью до 3 мм обнаружена также в колонке слабоуплотненных фораминиферовых осадков на ст. 4306 (см. фиг. 2).

Довольно обильные конкреции залегают на поверхности осадков в пределах полигона в Канарской котловине (ст. 4323—4334). Наряду с конкрециями округлой формы (мощность рудной оболочки до 2,5 см) здесь нередко «незрелые» (и, вероятно, более молодые) конкреции, очертания которых отчетливо наследуют угловатую форму ядра, а мощность рудной корки составляет всего лишь 1—3 мм. На ст. 4334 скопления угловатых конкреций обнаружены и в подповерхностных слоях осадков. Особенно многочисленны такие конкреции в колонке ст. 4324, где они рассеяны в толще осадков и совместно с округлыми конкрециями образуют три горизонта (140—165, 196—206, 253—273 см). Длинные оси конкреций часто ориентированы субвертикально. Сочетание этого факта и совместного захоронения конкреций разной степени «зрелости» указывает, по-видимому, на возможность нескольких циклов переотложения конкреций. Доказательством переотложения более тонкого (биоэдафогенного) материала могут служить осадки колонки ст. 4321, в которой миопелагические глины включают слой известковых (фораминиферовых) турбидитов (см. фиг. 2).

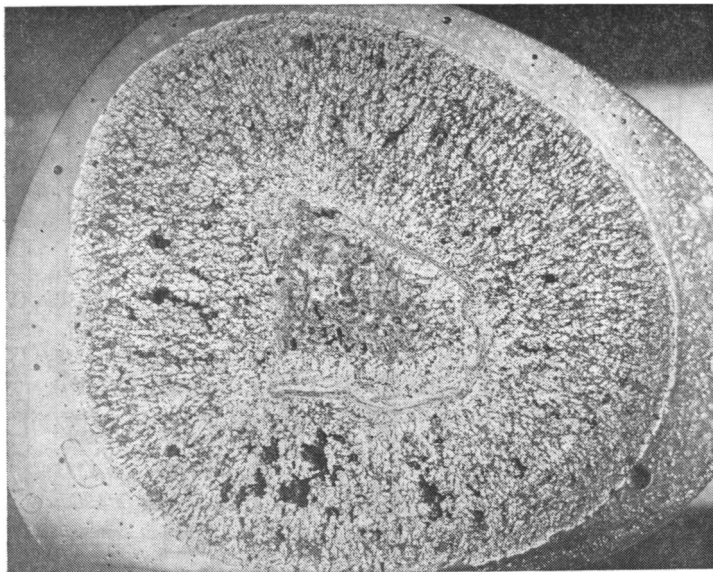
Характеристика рудных оболочек конкреций. Среди округлых конкреций выделяются сферические, эллипсоидальные и уплощенные; поверх-



Фиг. 2. Литологическая характеристика дночерпательных проб и колонок
1—6 — осадки (1 — фораминиферовые, 2 — кокколито-фораминиферовые, 3 — кокколито-вые, 4 — фораминиферо-кокколитовые, 5 — глинисто-известковые, 6 — известково-глинистые); 7 — миопелагические глины; 8 — то же, слабоизвестковистые; 9—10 — марганцево-железистые конкреции (9 — округлые, 10 — угловатые); 11 — марганцево-железистые корки; 12—13 — границы раздела (12 — постепенные, 13 — резкие)

ность по всему периметру слабошероховатая. Ядра, сложенные глинистым веществом, частично замещены гидроокислами железа и марганца и окружены рудной оболочкой мощностью 1,0—2,5 см. Последняя характеризуется довольно однообразным строением от ядра до поверхности (и верхней, и нижней), проявленным в развитии радиально-дендритовой текстуры (фиг. 3), обусловленной ростом объемных дендритов, вытянутых вдоль радиуса конкреции. Каждый дендрит имеет тонкослоистое строение, выраженное в чередовании слабоотражающих изотропных (в скрещенных николях) рудных слоев с тончайшими черными глинистыми слоями. Интерстиции между дендритами заполнены обломочным нерудным материалом, количество которого вблизи ядра довольно значительно. Практически во всех изученных конкрециях в приядерной и приповерхностной областях текстурное единообразие рудной оболочки нарушается появлением маломощной (до 1 мм) зоны тонкослоистого строения, представленной чередующимися серыми (в отраженном свете) изотропными, светло-серыми анизотропными рудными и черными глинистыми слоями.

Судя по результатам проведенного ранее минералогического исследования конкреций данного района методом аналитической электронной микроскопии (микродифракция электронов и энергодисперсионный микрозондовый анализ) [10], основными рудообразующими минералами обогащенных железом конкреций ($Mn/Fe < 1$) с радиально-дендритовой текстурой рудной оболочки являются Fe-содержащий вернадит и фероксигит, находящиеся друг с другом в ультратонких сростаниях. В ка-



Фиг. 3. Радиальнодендритовая текстура рудной оболочки конкреции. Полированный шлиф, увел. 1,8

честве примесей в конкрециях были обнаружены гётит, маложелезистый вернадит и неупорядоченный смешанослойный асболан-бузерит. Повышение концентраций преимущественно марганцевых фаз происходит только в тонкослоистых зонах, где они входят в состав более высокоотражающих анизотропных слоев, которые, как известно [15], обогащены Mn, Ni и Cu. Марганцевое анизотропное вещество образует не только отдельные слойки, но и заполняет трещины и частично интерстиции между дендритами, проникая в ранее образованную радиально-дендритовую оболочку. Это, вероятно, свидетельствует о воздействии на конкреции растворов, обогащенных диагенетически мобилизованным из осадков марганцем. Судя по маломощности тонкослоистых зон, диагенетические процессы были, по-видимому, кратковременными и протекали с довольно низкой интенсивностью, а основной материал рудной оболочки, состоящей из тонких срастаний ферроксигита и Fe-содержащего вернадита, образовался гидрогенным путем.

Химический состав изученных конкреций и рудных корок приведен в табл. 1. По вещественно-генетическим и морфологическим признакам конкреции можно отнести к седиментационным марганцево-железистым (Канарская котловина) и железистым (Гвианская котловина). Значение Mn/Fe в них варьирует от 0,10 до 1,02, но всегда эта величина несколько меньше для верхней части конкреций, чем для нижней, что подтверждает слабый диагенетический подток марганца из осадков, выявленный при минералогических исследованиях. Верх конкреций относительно их низа помимо Fe нередко обогащен Co, Mo, Pb, V, Mg. Значительные вариации состава конкреций в дночерпательной пробе ст. 4323 объясняются, по-видимому, как их разновозрастностью, так и различиями в механизме роста конкреций разной формы. Уплотненные конкреции, имеющие большую площадь соприкосновения с диагенетически активным поверхностным слоем осадков, испытывают более значительное влияние на состав рудной оболочки поставки металлов (особенно марганца) из иловых вод по сравнению с округлыми (эллипсоидальными). Действительно, сильно уплотненная (0,5×5,0 см) конкреция 4323/2 относительно эллипсоидальной конкреции 4323/1 обогащена большинством проанализированных элементов, но имеет близкий состав с погребенной (относительно древней) конкрецией 4324-157, вскрытой на глубине 157 см на ст. 4324. Сопоставление конкреций и рудных корок Гвианской котловины

(обр. 4306/2-4, 9) свидетельствует о заметном обогащении корок Sr, Mn и Co.

Тектоэдафогенный материал Канарской котловины. В Канарской котловине ядрами конкреций в основном послужили магматические и метаморфические породы (тектоэдафогенный материал), подчиненную роль играют глинистые осадки, зубы акул. В шлифах было изучено 90 мелких (3—20 мм) фрагментов пород, которые распределены по составу следующим образом, %: перидотиты 39, габбро 31, долериты 6, метаморфиты 24 (преобладают метаморфические породы, развивающиеся по перидотитам).

Среди перидотитов выделяются три относительно близкие по структуре и степени измененности группы пород: 1) почти недеформированные выветрелые серпентиниты (аподунитовые и апоперидотитовые); 2) тектонизированные и гидротермально измененные серпентиниты; 3) перидотиты из переходной зоны, свойственной дифференцированным базит-ультрабазитовым комплексам (пироксен-плаггиоклазовые перидотиты, оливиновые пироксениты). Будинаж в породах второй группы подчеркивают система трещин и ориентировка листочков антигорита. По серпентиниту развивается смешанный агрегат из талька из тремолита. Судя по интенсивному будинажу и гидротермальному метаморфизму, обломки пород данной группы поступали, по-видимому, из обнажений деформированных в зоне разлома пород офиолитовой серии.

Габброиды подразделяются на две группы: 1) сравнительно слабо деформированные, сохранившие первичную структуру (средне- и крупнозернистые габбро и габбро-пегматиты); 2) в различной степени катаклизированные породы. Все габбро лейкократовые, в них явно преобладает плагиоклаз, хотя содержание пироксена иногда достигает 40%. В крупнозернистых габбро кристаллы плагиоклаза деформированы, что выражается в мозаичном угасании и следах дробления зерен. Катаклиз во второй группе габброидов проявляется в том, что крупные кристаллы плагиоклаза и пироксена изгибаются, растрескиваются, по трещинам начинается дробление минералов с образованием гранобластового агрегата из мелких (0,1—0,2 мм) округлых и изометричных зерен.

Долериты состоят на 20—50% из лейст плагиоклаза, избирательно замещенных цеолитом или рудным веществом. В интерстициях располагаются изометричные, шестоватые и радиально-лучистые выделения буровато-зеленой роговой обманки переменного состава. Для долеритов характерно также присутствие сфена и лейкоксена в ассоциации с амфиболом.

Более половины образцов метаморфитов приходится на мономинеральные тремолититы, сформированные по апогарцбургитовым серпентинитам. Будинаж серпентинита подчеркивается однонаправленной ориентировкой кристаллов тремолита и растаскиванием зерен рудного минерала на отдельные обломки неправильной формы. Некоторые образцы в основном сложены буровато-зеленым актинолитом или коричневой роговой обманкой. Помимо метаморфизованных перидотитов в ядрах конкреций обнаружены единичные обломки зеленокаменно измененного габбро (лейко- и меланократового). Габбро претерпело, по-видимому, интенсивный катаклиз и милонитизацию в зоне расщепления и будинажа. Наблюдаются отдельные реликты сравнительно крупных зерен клинопироксена, частично замещенного тремолитом, наряду с тонкоперетертой массой этого же минерала. Выявлены также линзовидные прослойки нематобластовых агрегатов тремолита. Единственный обломок в собранной коллекции метаморфитов представлен почти мономинеральной хлоритовой породой (с примесью лейкоксена), образованной, вероятно, по титаномagnetитовому меланогаббро. В целом метаморфические породы относятся к зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и частично амфиболитовой фациям прогрессивного метаморфизма офиолитов.

Явное преобладание перидотитов и габбро среди изученных обломков свидетельствует о том, что участок дна, с которого поступал тектоэдафогенный материал, сложен глубинными породами океанской коры,

Номер образца	Глубина, м	Тип пробы **	Fe	Al	Cu	Sr	Mn	Ni	Co	Zn	Ti
4306/9	3310—4120	C	20,56	2,54	0,04	0,024	2,11	0,03	0,026	0,041	0,43
4306/2	4120	K	17,32	3,02	0,03	0,071	7,23	0,07	0,072	0,028	0,35
4306/3	4120	K	15,64	2,85	0,04	0,076	10,24	0,19	0,104	0,030	0,43
4306/4	4120	K	19,66	3,34	0,13	0,083	14,16	0,22	0,397	0,044	0,77
4323/1	5750	C	14,42	2,82	0,03	0,065	6,92	0,12	0,067	0,025	0,33
4323/2	5750	C	19,66	3,09	0,23	0,073	16,87	0,37	0,345	0,054	0,76
4324/1	4918	B	20,11	2,43	0,11	0,104	16,87	0,22	0,474	0,044	0,91
4324/2	4918	H	18,88	2,41	0,12	0,104	17,46	0,20	0,465	0,043	0,91
4324/3	4918	C	18,44	2,73	0,12	0,085	14,03	0,23	0,391	0,044	0,79
4324/4	4918	C	18,33	2,18	0,09	0,114	18,75	0,29	0,467	0,041	0,80
4324/5	4918	B	19,89	2,65	0,12	0,091	14,45	0,22	0,395	0,043	0,84
4324/6	4918	H	18,55	2,41	0,12	0,090	14,75	0,24	0,400	0,042	0,86
4324-157	5500	СП	18,33	3,22	0,21	0,061	16,26	0,39	0,307	0,051	0,70
4332/25	5131	C	18,77	3,22	0,14	0,075	14,45	0,30	0,351	0,045	0,74
4333/1	4900	B	20,78	2,73	0,24	0,068	14,45	0,41	0,350	0,055	0,98
4333/2	4900	H	20,33	2,93	0,22	0,054	12,65	0,39	0,310	0,054	0,87
4333/3	4900	C	18,55	3,14	0,18	0,071	14,45	0,39	0,345	0,049	0,70

* Содержание Li, Cr, Cd приведено в л·10⁻⁴%, остальных элементов — в %.

** С — средняя проба поверхностной конкреции; СП — то же, погребенной; В — верхняя часть непогребенной.

выведенными на поверхности дна в тектонически активной зоне. Действительно, если допустить, что трансформный разлом Кейн, прослеженный по сейсмическим данным на 24° с. ш. [20], простирается до 22° с. ш., то исследованная часть Канарской котловины находится в области сочленения сбросов меридионального направления (параллельных оси рифта Срединно-Атлантического хребта) и южного борта разлома Кейн. Подтверждением высказанного предположения служат выявленные при петрографическом изучении ядер конкреций признаки будинажа, катаклаза и деформации пород, характерные для зон разломов. Именно катаклаз (дробление) является основным механизмом мобилизации эдафогенного материала, поэтому можно ожидать, что в осадках найдут отражение компоненты дезинтегрированных глубинных пород, такие, как орто- и клинопироксены, роговая обманка, серпентин, тальк, хлорит, актинолит, тремолит, пренит, плагиоклазы, оливин, сфен, лейкоксен, магнетит, хромовая шпинель, цеолиты.

Кроме офиолитовой ассоциации пород в ядрах конкреций из Канарской котловины обнаружены единичные зубы акул и в разной степени ожелезненные глинистые осадки (фрагменты размером от 0,5 до 6 см). Цвет глин коричневый, бурый, коричнево-желтый, светло-коричневый. Тонкодисперсная основная масса осадка включает многочисленные дендриты гидроокислов марганца, нередко удлиненные полости, также отороченные гидроокислами марганца, иногда встречаются мелкие зубы акул, эдафогенные обломки измененных ультрабазитов (фиг. 4, а, б), зерна кварца и полевых шпатов. В целом же глины сложены палыгорскитом с примесью хлорита, каолинита и смектита; последний в некоторых ядрах преобладает, образуя аутигенные сфероидальные выделения (см. фиг. 4, в—д). Таким образом, исследованные ядра представляют пелагическими палыгорскитовыми глинами, т. е. являются собственно эдафогенными [3], в той или иной мере обогащенными тектоэдафогенным материалом ультраосновного состава. Наличие аутигенного смектита связано, по-видимому, с разрушением и перемещением фраг-

и рудных корок *

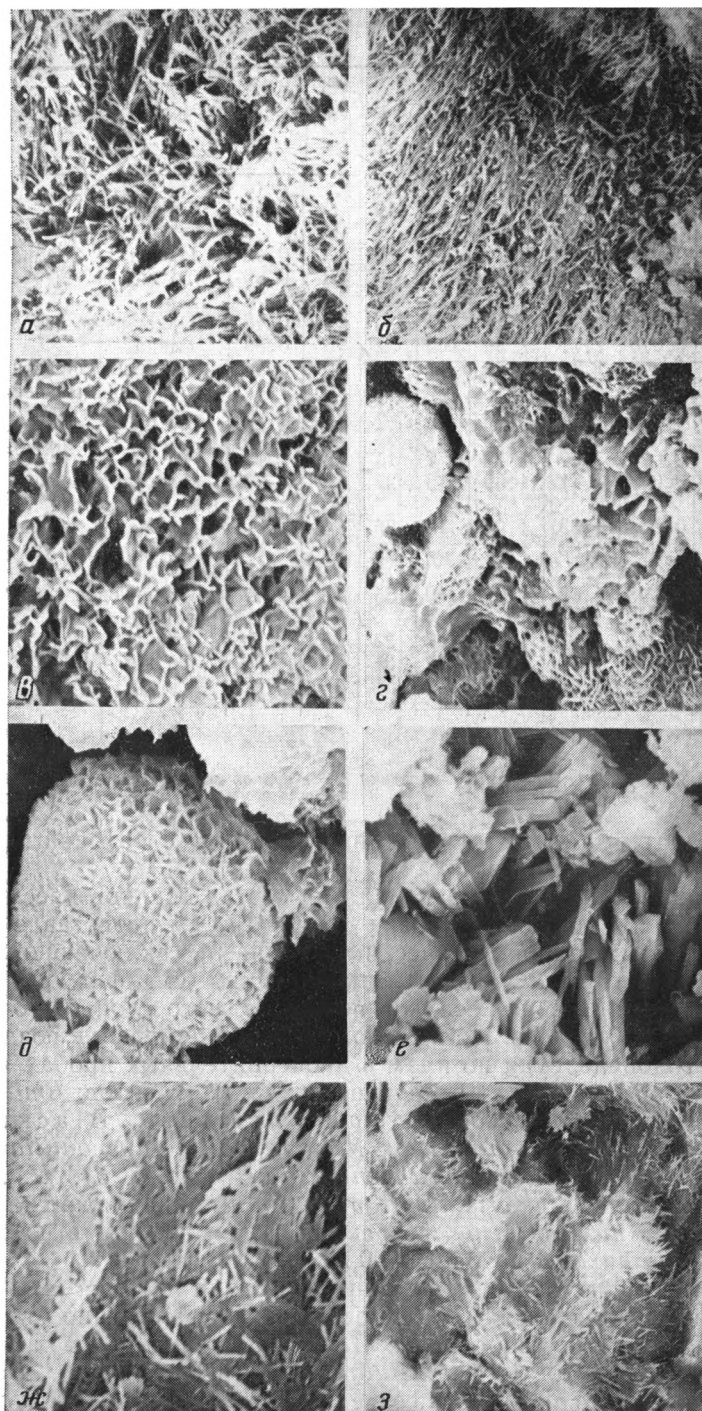
Mo	Pb	V	Mg	Ca	Li	Cr	Cd	Mn/Fe	Состав ядра или субстрата рудной корки
0,003	0,068	0,087	1,08	0,59	17	40	9	0,40	Глина
0,015	0,043	0,072	1,05	2,24	15	22	8	0,42	Известняк глинистый
0,022	0,047	0,065	1,22	2,22	17	29	8	0,66	То же
0,030	0,070	0,064	1,40	1,51	12	47	12	0,72	»
0,045	0,037	0,061	1,12	2,40	15	26	7	0,48	Оливиновое габбро
0,035	0,091	0,070	1,71	1,36	102	52	15	0,86	Глина
0,033	0,099	0,070	1,36	1,79	12	31	10	0,84	Тремолитизированный и хлоритизированный перидотит
0,029	0,095	0,062	1,27	2,28	12	24	12	0,93	То же
0,029	0,081	0,061	1,32	1,71	11	43	10	0,76	Серпентинит
0,030	0,098	0,071	1,40	2,42	7	14	12	1,02	То же
0,030	0,098	0,077	1,41	1,69	15	27	10	0,73	Апоперидотитовый серпентинит выветрелый
0,026	0,092	0,064	1,33	1,90	12	26	11	0,80	То же
0,049	0,071	0,060	1,80	1,27	87	103	12	0,89	Лейкогаббро уралитизированное
0,028	0,080	0,098	1,62	1,69	40	55	12	0,77	Оливиновое габбро уралитизированное
0,030	0,092	0,075	1,82	1,32	67	22	13	0,70	Глина
0,025	0,074	0,074	1,76	1,09	72	31	13	0,62	То же
0,031	0,076	0,062	1,69	1,38	52	58	10	0,78	»

бенной конкреции; Н — то же, нижняя; К — средняя проба рудной корки.

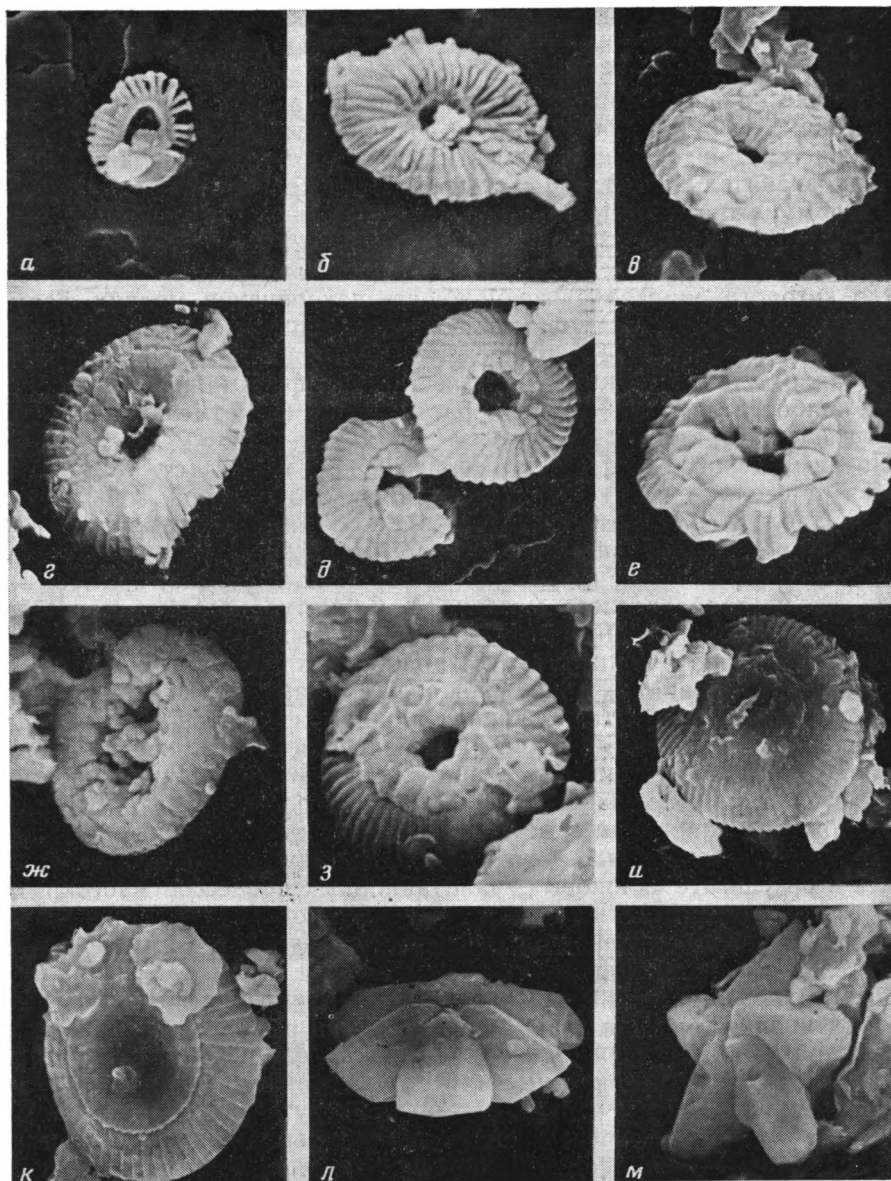
ментов гидротермальных образований, сходных с описанными в зоне трансформного разлома на 37° с. ш. [16].

Влияние эдафогенного материала на состав осадков рассмотрено на примере колонки ст. 4324. Колонка длиной 273 см представлена довольно однообразными миопелагическими глинами, включающими многочисленные округлые и угловатые конкреции (см. фиг. 2), вероятно, переотложенные. Возраст осадков поверхностного слоя (0—5 см) определить точно не удалось. По-видимому, они накопились в позднем плейстоцене — голоцене, судя по илам в дночерпательных пробах (ст. 4324/1 и 4333), которые содержат следующие виды кокколитов: *Emiliana huxleyi* (фиг. 5, а), *Cyclococcolithus leptoporus* (Murr., Blackm.) Kpt., *Helicopontosphaera kamptneri* Hay, Mohl., *Oolithothus antillarum* (Cohen) Cohen, *Umbellosphaera tenuis* (см. фиг. 5, б), *U. irregularis* Paasche, *Ceratolithus cristatus* Kpt. и др. и принадлежат на ст. 4324/1 зоне *Emiliana huxleyi* Acme, возраст 0—0,07 млн. лет, а на ст. 4333 — зоне *Emiliana huxleyi*; возраст 0—0,27 млн. лет [14].

По фауне планктонных фораминифер осадки колонки ст. 4324 имеют плейстоценовый возраст. В разрезе преимущественно встречаются устойчивые к растворению виды: *Globorotalia tumida* (Brady), *G. inflata* (d'Orbigny), *G. truncatulinoides* (d'Orbigny), *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker and Jones), *Globoquadrina dutertrei* (d'Orbigny), *Globigerinita humilis* (Brady), реже присутствуют *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *G. ruber* (d'Orbigny), *Globigerina calida* (Parker), *Globorotalia menardii* (d'Orbigny). Низкая численность планктонных фораминифер, число видов на большинстве горизонтов, не превышающее 1—3, резкое доминирование видов с устойчивыми к растворению раковинами, одновременное присутствие форм одного вида разной степени сохранности, небольшое количество обломков (а в ряде горизонтов их отсутствие), наличие ожелезненных раковин свидетельствуют об устойчивом режиме растворения во время накопления осадков мощностью 273 см. Отсутствие карбонатных раковин бен-



Фиг. 4. Состав осадков и ядер конкреций (электронный сканирующий микроскоп)
a — хризотил, увел. 3000; *б* — антигорит, увел. 1500; *в* — смектитовая основная масса
 ядра, увел. 3000; *г* — сферондальное обособление смектита, увел. 2250; *д* — то же, увел.
 3000; *е* — эдафогенные амфиболы, увел. 2500; *ж* — палыгорскит, увел. 5000; *з* — облом-
 ки серпентинита, увел. 1500



Фиг. 5. Электронно-микроскопические снимки известкового нанопланктона (сканирующий микроскоп). а — *Emiliana huxley* (Lohm.), Hay, Mohl., увел. 5000; б — *Umbellosphaera tenuis* (Kpt.) Paasche, увел. 5000; в — *Coccolithus savus* Hay, Mohl., увел. 4000; г — *Coccolithus eopelagicus* (Bram., Ried.) Kpt., увел. 2000; д — *Cycli-cargolithus floridanus* (Roth, Hay) Bukry, увел. 4000; е — *Coccolithus marismon-tium* Black, увел. 5000; ж — *Helicopontosphaera intermedia* (Mart.) Hay, Mohl., увел. 3500; з — *Reticulofenestra* cf. *abisecta* (Müll.) Roth, Thierst, увел. 5000; и — *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohl. Wade) Roth, увел. 2500; к — *Cribricentrum reticulatum* (Gart.) Perch-Niels, увел. 3000; л — *Discoaster adamanteus* Bram, Wilc., увел. 2500; м — *Discoaster aster* Bram., Ried., увел. 3000

тосных фораминифер также указывает на агрессивность вод к известковому материалу и низкие скорости седиментации (около 1,5 мм/1000 лет).

Наличие на ряде горизонтов очень мелких раковин плейстоценовых планктонных фораминифер хорошей сохранности, их абсолютное доминирование связано с привносом материала с более мелководных участков дна, значительно удаленных от места отложения. По распределению этих форм можно судить о постоянном слабом привносе карбонатных раковин (горизонты 5—35, 60—80, 105—110, 125—130, 145—165, 185—210, 225—230, 255—273 см) вместе с материалом иного генезиса, количество которого определяет возможность захоронения мелких форм и их сохранность (обломки мелких фораминифер не встречены). Итак, в плейстоцене на ст. 4324 формировались осадки N-фаии [11], причем, учитывая отсутствие бентосных известковых фораминифер и обломков,— наиболее глубокой степени растворения (не отмеченной названными выше авторами).

По химическому составу миопелагические глины (ст. 4324) отличаются от сходных осадков северной приэкваториальной зоны Тихого океана (табл. 2) повышенным содержанием Ti и Al, пониженным — Mn, Ca, S_{org} ; в целом изменчивое количество MgO (2,0—7,1%) увеличивается к основанию колонки до 5,4—7,1%, отражая, вероятно, примесь эдафогенного ультрабазитового материала. Структура осадков пелитовая, повышенная концентрация песчано-алевритовых фракций тяготеет к горизонтам глины с конкрециями, однако распределение тяжелых минералов в этих фракциях более сложное (см. табл. 2). В ядрах конкреций обнаружены глинистые осадки и породы офиолитовой ассоциации, описанные выше. Сопоставление распределения ядер разного состава показало (табл. 3), что вниз по разрезу количество осадочных ядер увеличивается, т. е. прослеживается стадийность поставки ядер. Массовое переотложение конкреций вследствие сильных тектонических подвижек в плейстоцене происходило 4—5 раз, а единичные конкреции переотлагались в результате склоновых гравитационных процессов многократно.

Соотношение минералов в крупноалевритовой (0,1—0,05 мм) фракции осадков было получено после пересчета результатов иммерсионного анализа на абиогенные прозрачные компоненты (табл. 4). Среди тяжелых минералов на ст. 4324 суммарно преобладают эдафогенные тремолит и актинолит (см. фиг. 4, e), моноклинные и ромбические пироксены, роговая обманка, оливин, хлорит, сфен, рутил, пренит, подчиненная доля приходится на терригенные минералы (гранаты, минералы группы эпидота, корунд, апатит, циркон, турмалин) и аутигенный барит. Легкие минералы в основном представлены терригенными кварцем, полевыми шпатами, наземно-вулканогенным кислым стеклом, аутигенными цеолитами и глауконитом, нередко присутствуют (иногда в значительных количествах) эдафогенные серпентин (см. фиг. 4, з) и основные плагиоклазы. Судя по неравномерному распределению в разрезе наиболее обильных тремолита и актинолита, привнос в осадки тектоэдафогенного материала происходил неоднократно. Начало каждого цикла переотложения отмечено повышенными содержаниями этих минералов, а завершение — пониженными. Сходный с описанным, но обедненный комплекс минералов наблюдается и на других станциях в Канарской котловине (см. табл. 4). Кроме перечисленных компонентов в крупноалевритовой фракции осадков встречены биогенные кремнистые и карбонатные обломки, трудноопределимые зерна, черные рудные минералы, гидроокислы железа, единичные глобулы пирита, железомарганцевые микроконкреции. На ст. 4324 микроконкреции слагают до 42% фракции 0,1—0,05 мм и распределены в разрезе крайне неравномерно.

Фракция <0,001 мм в основном представлена хлоритом, заметную примесь составляют палыгорскит (см. фиг. 4, ж), монтмориллонит, гидрослюда, кварц и полевые шпаты; присутствуют, по-видимому, каолинит и серпентин (фиг. 6). Высокое содержание хлорита и палыгорскита обусловлено, вероятно, поступлением их из местных (эдафогенных)

Таблица 2

Химический и гранулометрический состав осадков, % от сухого вещества

Номер образца	Тип осадка *	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	П. п. п.	C _{орг}	CaCO ₃	Фракция, мм			0,25—0,1**	0,1—0,05**
													>0,1	0,1—0,01	<0,01		
4306/3	КФИ	13,9	0,15	3,7	1,5	0,05	0,7	39,7	0,73	36,4	0,56	57,70	18,45	18,63	62,92	0,03	0,01
4306/4	»	21,8	0,19	4,8	6,5	0,05	0,8	29,4	1,00	31,9	0,26	49,30	28,22	6,69	65,09	0,01	0,01
4306/5	ИГ	31,8	0,56	13,6	5,1	0,12	0,7	18,4	2,20	24,4	0,43	30,81	1,02	5,67	93,31	0,48	0,02
4306-0—5	Ф	14,0	0,14	4,9	0,8	0,05	0,6	38,8	1,00	36,8	0,22	71,00	33,86	14,11	52,03	0,03	0,03
4306-5—10	»	12,2	0,13	3,3	1,5	0,05	0,6	45,1	0,54	33,3	0,38	74,10	23,71	11,51	64,78	0,03	0,03
4306-20—25	»	9,4	0,09	3,0	0,9	0,07	0,6	44,0	0,49	38,6	0,43	76,60	30,08	13,97	57,95	0,01	0,01
4306-32—37	»	10,4	0,11	3,2	1,1	0,04	0,6	42,1	0,57	38,7	0,39	73,50	28,96	21,35	49,69	0,03	0,03
4323-0—2	МГ	47,9	1,07	19,9	7,2	0,55	3,5	0,5	1,91	14,4	0,46	0,16	0,18	0,66	99,16	—	2,49
4323-7—12	»	46,4	1,04	19,2	6,7	0,47	4,0	2,9	1,80	14,4	0,23	7,80	5,43	1,00	93,57	1,19	0,34
4324/1-0—2	КФ	16,1	0,35	5,2	2,1	0,10	0,7	37,0	1,20	35,0	0,26	67,20	13,85	14,01	72,14	—	0,04
4324-3—5	»	12,6	0,25	4,2	1,6	0,07	0,7	39,7	1,40	36,6	0,19	71,60	21,87	13,55	64,58	0,04	0,01
4324-0—5	МГ	49,5	0,99	18,1	6,7	0,51	4,4	0,7	2,00	14,1	0,25	5,80	0,32	1,50	98,18	—	0,75
4324-15—19	»	47,8	0,92	19,1	6,5	0,50	3,5	4,2	2,00	12,3	0,12	1,13	0,28	0,14	99,58	2,35	0,75
4324-40—45	»	47,9	1,05	19,6	7,1	0,46	3,4	3,2	1,90	12,3	0,14	0,81	0,20	0,90	98,90	6,35	0,73
4324-90—95	»	51,6	1,00	18,4	6,9	0,48	3,4	0,6	2,30	12,1	0,08	0,25	0,47	0,46	99,07	2,76	1,84
4324-110—115	»	50,7	0,83	19,4	6,6	0,52	4,8	0,4	1,70	12,3	0,05	0,25	1,27	1,00	97,73	3,78	0,57
4324-120—125	»	52,5	1,07	20,6	7,4	0,56	3,0	0,5	2,50	9,0	0,07	0,16	0,79	0,53	98,68	3,34	0,48
4324-135—140	»	56,6	1,15	16,0	7,2	0,56	2,8	0,7	2,60	8,9	0,05	0,07	1,17	0,49	98,34	3,16	2,44
4324-147—152	»	56,8	0,59	17,7	6,9	0,53	2,5	0,5	2,60	8,8	0,05	0,16	3,82	0,61	95,57	1,51	0,41
4324-177—182	»	55,2	1,01	17,2	6,9	0,60	2,9	0,1	3,10	9,5	0,07	0,09	1,42	0,51	98,07	4,58	2,65
4324-196—201	»	53,9	1,00	14,2	7,0	0,58	2,0	0,6	2,80	14,4	0,05	0,25	2,83	0,65	96,52	5,76	1,16
4324-206—211	»	50,6	0,96	15,2	6,7	0,73	3,5	1,1	2,50	15,6	0,09	0,09	1,28	0,64	98,08	6,05	0,79
4324-230—235	»	49,4	0,74	13,6	5,8	0,66	7,1	0,9	1,80	17,8	0,08	0,09	0,79	0,85	98,36	—	7,97
4324-248—253	»	49,2	0,84	14,1	6,2	0,66	6,0	0,6	1,40	17,9	0,11	0,34	0,78	0,52	98,80	11,49	4,08
4324-263—268	»	51,2	0,91	15,3	7,4	1,00	5,4	1,4	2,10	12,9	0,11	0,50	4,74	1,37	93,89	12,25	3,04
4333-0—3	КФ	17,0	1,30	5,6	2,0	0,09	0,7	35,6	1,20	33,5	0,29	61,70	9,19	17,40	73,41	—	0,03
Тихий океан	МГТо	51,7	0,64	13,0	7,41	0,81	4,7	1,62	2,32	15,0	0,27	—	—	—	—	—	—

* КФИ — кокколито-фораминиферовый известняк глинистый; ИГ — известково-глинистый осадок; Ф — фораминиферовый осадок; КФ — то же, кокколито-фораминиферовый; МГ — мюгеллическая глина; МГТо — то же, из Тихого океана (среднее по 17 образцам) [7].

** Содержание тяжелых минералов во фракции.

Таблица 3

Состав и соотношение ядер конкреций в колонке ст. 4324, %

Горизонт, см	Число ядер	Долериты	Габброиды	Метаморфиты	Осадки
0—140	5	20,0	80,0	—	—
140—145	9	—	77,8	22,2	—
145—158	15	6,6	73,6	13,2	6,6
158—165	5	—	100	—	—
196—206	12	—	24,9	8,3	66,8
206—242	5	—	—	20,0	80,0
243—273	20	—	5,0	5,0	90,0

источников. Именно с возрастанием доли палыгорскита во фракции $<0,001$ мм связано, по-видимому, увеличение содержания магния в осадках ст. 4324 (см. табл. 2, фиг. 6).

Таким образом, пофракционное изучение тектоэдафогенного материала в осадках Канарской котловины показало, что основным механизмом мобилизации такого материала служит катаклаз глубинных пород дна в зонах разломов. При этом вблизи источника эдафогенного материала грубообломочные компоненты (дресва, щебень) сочетаются в осадках с песчано-алевритовыми и пелитовыми продуктами разрушения пород. Крупные обломки обычно превращаются в ядра конкреций. По мере удаления от зон разломов гетерогенность состава ядер разновозрастных конкреций должна, вероятно, уменьшаться, а эффективным методом выявления эдафогенных примесей будет минералогический анализ крупноалевритовой и субколлоидной фракций осадков. В некоторых случаях надежным критерием обнаружения эдафогенного материала может служить валовый химический состав отложений.

Биоэдафогенный материал. Биоэдафогенные (переотложенные биогенные) осадки довольно характерны для северо-западной части Атлантического океана [13]. В исследованных нами монолитах они выявлены на восточном склоне Северо-Атлантического хребта (ст. 4321, см. фиг. 2) и в Гвианской котловине (ст. 4306). В колонке ст. 4321 биоэдафогенные отложения представлены известковисто-глинистыми и известковыми (фораминиферовыми) плейстоценовыми турбидитами, залегающими среди миопелагических глин. На ст. 4306 колонка биоэдафогенных карбонатных (фораминиферовых) осадков плейстоценового возраста сформирована переотложенными олигоценовыми комплексами нанопланктона и планктонных фораминифер. Источником биоэдафогенного материала послужили, как будет показано ниже, среднеолигоценовые глинистые известняки, подобные собранным тралом на ст. 4306.

В известняках среди видов нанопланктона олигоценового комплекса определены: *Cyclicargolithus floridanus* (см. фиг. 5, д), *Coccolithus eopelagicus* (см. фиг. 5, г), *C. marismontium* (см. фиг. 5, е), *Helicopontosphaera intermedia* (см. фиг. 5, ж), *Reticulofenestra bisecta* (см. фиг. 5, и), *R. cf. abisecta* (см. фиг. 5, з), *Cribricentrum reticulatum* (см. фиг. 5, к), *Discoaster aster* (см. фиг. 5, м), *D. adamanteus* (см. фиг. 5, л) и др. В известковисто-глинистых илах из каверн в верхней части известняков кроме олигоценовых обнаружены четвертичные виды — *Emiliania huxleyi* и *Syracosphaera pulchra*, указывающие на принадлежность этих осадков зоне *Emiliania huxleyi*. Ходы илоедов в известняках заполнены известковисто-глинистым илом зоны *Emiliania huxleyi* Acme.

По комплексу планктонных фораминифер глинистые известняки на ст. 4306 имеют также олигоценовый возраст. Наряду с видами, характерными для среднего олигоцена, — *Globigerina galavisi* Bermudez, *G. ciperoensis* Bolli, *Cassigerinella chipolensis* (Cushman and Ponton), *Chiloguembelina cubensis* (Palmer) присутствует нижнеолигоценовый вид *Pseudohastigerina micra* (Cole) и эоценовый вид *Hantkenina*

alabamensis Cushman. В кавернах и ходах илоедов обнаружен богатый набор плейстоценовых видов фораминифер (см. ниже) с примесью олигоценовых и эоценовых видов.

Аналогичные описанным в глинистых известняках, но более полные комплексы известкового нанопланктона содержатся в колонке ст. 4306, вскрывшей фораминиферные осадки плейстоцена — голоцена (0—1 см) и среднего олигоцена (2—37 см), разделенные маломощной рудной коркой. Среднеолигоценовый комплекс включает (кроме видов, обнаруженных в известняках) *Coccolithus cavus* (см. фиг. 5, в) и *Sphenolithus predistentus* Bräm., Wilc. Наличие последнего вида позволяет отнести осадки гор. 2—37 см к зоне *Sphenolithus predistentus* среднего олигоцена (NP23 [17], CP17 [12]), возраст 30—40 млн. лет [18]. По-видимому, глинистые известняки относятся к этой же зоне, несмотря на отсутствие вида-индекса. Осадки гор. 0—1 см содержат виды зоны *Emiliania huxleyi* Acme. Планктонные фораминиферы присутствуют в колонке ст. 4306 по всему разрезу. Численность их (в пересчете на 1 г осадка) колеблется от 5,2 (0—1 см) до 45,3 тыс. экз. (34—35 см). Видовой состав фораминифер меняется очень резко. На горизонте 0—1 см выявлены *Globigerinoides conglobatus*, *G. sacculifer* (Brady), *Globorotalia menardii*, *G. truncatulinoides*, *Orbulina universa* d'Orbigny, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker and Jones). Раковины названных видов серые, часто ожелезненные; видовой состав и соотношение видов (по фракциям и для осадка в целом) свидетельствуют о плейстоценовом возрасте осадков. Формирование комплекса происходило на месте взятия колонки. Наряду с плейстоценовой фауной обнаружены в небольшом количестве переотложенные (т. е. биоэдафогенные) олигоценовые виды: *Chiloguembelina cubensis*, *Globigerina ciperoensis* и др.

Вниз по разрезу (2—37 см) отмечается резкое увеличение общей численности планктонных фораминифер (с колебаниями от 10,2 до 45,3 тыс. экз.). Фауна представлена олигоценовыми видами: *Globigerina ciperoensis*, *G. angulissuturalis* Bolli, *G. angustiumbilitata* Bolli, *G. galavisi*, типичными для верхов среднего — низов верхнего олигоцена. Несколько необычно для осадков этого возраста большое число раковин *Chiloguembelina cubensis* и *Cassigerinella chipoensis*. Раковины фораминифер олигоценового возраста чистые, белые, крупные формы характеризуются хорошей сохранностью, раковины размером менее 0,25 мм частично растворены. Однако раковины видов *C. cubensis* и *C. chipoensis* (размером менее 0,125 мм) не несут следов растворения т. е. являются, по-видимому, устойчивыми к растворению (возможна также их привнос из другого источника).

На глубинах 19—20 и 36—37 см вместе с олигоценовыми видами на фоне уменьшения общей численности (за счет уменьшения количества мелких форм) присутствуют единичные экземпляры плейстоценовых видов (наиболее устойчивых к растворению, сильно загрязненных, ожелезненных) — *Globorotalia tumida*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *G. truncatulinoides*, *G. menardii*, *G. dutertrei*. Сравнение фауны этих горизонтов и слоя 0—1 см свидетельствует о более значительном растворении карбонатов во время формирования осадков горизонтов 19—20 и 36—37 см.

Особенности распределения олигоценовых и плейстоценовых планктонных фораминифер в колонке ст. 4306 однозначно указывают на переотложение олигоценовых осадков, которое дважды имело место в плейстоцене (зона *Globorotalia truncatulinoides*). Начало переотложения фиксируется по наличию плейстоценовых форм в интервалах 0—1, 19—20 и 36—37 см. На этих же горизонтах отмечены минимальные для всей толщи величины общей численности фораминифер. Вынос материала происходил с глубин около 2000 м, возможно, в результате оползней. В районе Бермудского поднятия, у берегов Кубы и в желобе Пуэрто-Рико такие оползни переотлагали олигоценовую фауну в позднем плейстоцене [13]. Таким образом, комплексная микропалеонтологическая характеристика исследованных монолитов позволяет отнести осадки

Номер образца	Тяжелые минералы												
	гранаты	роговые обманки	тремолит + актинолит	моноклинные пироксены	ромбические пироксены	оливин	группа эпидота	биотит	корунд	хлорит	апатит	циркон	сфен
4306/2	—	—	—	37,5	—	—	25,0	—	—	37,5	—	—	—
4306/3	15,4	15,4	—	—	—	—	30,8	—	15,4	—	—	15,4	—
4306/4	—	26,9	—	23,1	3,8	—	15,3	—	—	—	—	23,1	3,8
4306/5	16,7	16,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33,3	—
4306-0—2	—	—	—	21,4	—	—	14,3	7,1	—	14,3	—	21,4	7,1
4306-5—10	3,4	—	—	6,9	3,4	—	31,0	—	—	10,3	13,8	20,7	—
4306-20—25	16,7	12,5	4,2	10,4	8,3	—	14,6	—	4,2	—	4,2	12,5	8,3
4306-32—37	33,3	66,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4323-0—2	2,9	48,6	11,4	—	—	—	8,6	—	—	11,4	5,7	—	—
4323-7—12	3,5	32,6	12,8	17,4	—	—	27,9	—	—	—	3,5	—	2,3
4324/1-0—2	—	22,2	22,2	11,1	—	—	33,4	—	—	—	—	—	—
4324/1-3—5	—	—	—	60,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4324-0—5	6,7	26,6	26,7	—	—	6,7	—	—	—	—	—	—	13,3
4324-15—19	9,4	—	18,8	15,6	—	—	9,4	—	—	6,2	6,2	—	12,5
4324-40—45	1,4	11,6	65,2	8,7	1,4	—	4,3	—	—	—	—	1,4	5,8
4324-90—95	—	13,8	55,2	3,4	—	1,7	13,8	—	—	—	3,4	5,2	—
4324-110—115	5,6	27,8	13,9	5,5	—	—	25,0	—	—	—	8,3	13,9	—
4324-120—125	—	11,4	60,0	14,3	2,9	—	8,6	—	—	—	—	—	2,9
4324-135—140	3,0	22,4	40,3	17,9	—	—	13,4	—	—	—	3,0	1,5	1,5
4324-140—145	2,7	21,6	67,6	2,7	—	5,4	—	—	—	—	5,4	—	—
4324-147—152	1,6	22,2	22,2	20,6	7,9	1,6	4,8	—	—	4,8	1,6	—	9,5
4324-153—158	—	49,1	30,9	—	—	0,9	15,4	—	—	—	1,8	0,9	—
4324-160—165	—	10,7	39,3	5,4	5,3	—	1,8	—	—	21,4	3,6	—	10,7
4324-177—182	—	25,0	33,3	17,8	—	6,0	8,3	—	—	—	1,2	—	—
4324-196—201	1,8	32,1	37,5	12,5	1,8	—	8,9	—	—	—	—	1,8	3,6
4324-201—206	1,1	5,3	73,7	4,2	—	—	5,3	—	1,1	1,1	2,1	2,1	2,1
4324-206—211	—	2,2	79,5	1,1	—	—	4,5	—	—	—	—	1,1	11,4
4324-230—235	1,6	21,0	29,8	—	—	1,6	9,7	—	—	—	—	—	7,2
4324-248—253	—	20,5	69,2	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	2,6
4324-263—268	0,8	12,5	65,8	5,0	1,7	—	—	—	—	1,7	—	—	11,7
4324-270—273	—	8,2	87,3	—	—	—	1,8	—	—	—	—	—	0,9
4333-0—3	5,7	54,3	5,7	17,1	—	—	17,1	—	—	—	—	—	—

колонки ст. 4306 (гор. 2—37 см) к биоэдафогенным плейстоценовым отложениям, а глинистые известняки считать коренными выходами среднего олигоцена.

По химическим, гранулометрическим (см. табл. 4) параметрам среднеолигоценовые кокколито-фораминиферовые известняки (обр. 4306/3,4) близки биоэдафогенным фораминиферовым осадкам (ст. 4306, гор. 5—37 см). Однако последние заметно обогащены CaCO_3 и несколько обеднены Fe, Si, Al, Mg, K, меньше в них и содержание пелитовых фракций. Все это, по-видимому, является следствием размыва известняков, когда относительно грубый материал (раковины фораминифер, обломочные минералы) переотлагаются вблизи обнажения, а тонкие фракции (кокколиты, глинистые минералы) в основном уносятся дальше.

Гидротермально измененный эдафогенный материал. Кроме биоэдафогенных осадков на ст. 4306 собран гидротермально измененный эдафогенный материал, слагающий ядра округлых и угловатых конкреций. В эллипсоидальной конкреции (см. табл. 1, обр. 4306/9) глинистое вещество ядра интенсивно насыщено гётитом. Ядра угловатых конкреций представлены буровато-зелеными и желтовато-бурыми породами. Образцы типа 4306/10 (измененный аргиллит) состоят из мелкочешуйчатого глинистого агрегата, включающего 7—10% остатков планктонных фораминифер. Периферия ядра сильно ожелезнена. Раковины фораминифер иногда целиком растворены, чаще же замещены желтовато-бурым глинистым агрегатом или гидроокислами железа. Неизмененные рако-

в крупноалевритовой фракции осадков, %

Тяжелые минералы						Легкие минералы							
рутил	турмалин	дистен	барит	ставролит	пренит	серпентин	глаукоцит	кварц	калевые полевые шпаты	кислые плагиоклазы	средние и основные плагиоклазы	цеолиты	кислосое стекло
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—
—	—	7,7	—	3,8	—	—	—	4,8	—	4,8	—	90,4	—
—	—	—	33,3	—	—	—	—	77,8	—	—	5,5	—	16,7
7,1	—	—	7,1	—	—	—	—	42,9	—	—	—	—	57,1
—	—	—	10,3	—	—	—	—	58,8	—	5,9	—	35,3	—
—	—	2,1	2,1	—	—	—	4,6	68,2	—	13,6	—	13,6	—
—	—	—	—	—	—	—	5,9	—	—	—	—	94,1	—
2,9	—	—	8,6	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	25,0	13,6	2,3	2,3	—	56,8
—	—	—	11,1	—	—	9,8	—	63,4	4,9	7,3	—	14,6	—
—	—	—	40,0	—	—	—	16,7	50,0	—	—	—	—	33,3
—	—	—	20,0	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—
—	—	—	15,6	—	—	—	—	40,0	60,0	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1,3	0,9	77,6	8,9	4,3	—	3,0	—
—	—	—	3,4	—	—	31,6	—	47,4	15,7	5,3	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	90,4	4,8	—	4,8	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	79,9	6,7	6,7	6,7	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	66,6	16,7	16,7	—	—	—
1,6	—	—	3,2	—	—	15,0	—	81,8	9,1	—	9,1	—	—
—	0,9	—	—	—	—	—	—	30,0	—	10,0	5,0	40,0	—
1,8	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	10,7	—	60,7	—	7,1	3,6	17,9	—
—	—	—	8,3	—	—	—	—	60,0	—	—	25,0	—	15,0
—	1,1	—	1,1	—	—	17,6	—	41,2	17,6	5,9	5,9	11,8	—
—	—	—	—	—	—	22,2	—	72,2	5,6	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	9,1	—	68,2	18,2	4,5	—	—	—
—	—	—	29,0	—	—	—	—	70,6	9,8	4,9	4,9	—	9,8
—	—	—	—	—	6,4	87,5	—	—	—	—	—	—	12,5
—	—	—	—	—	—	45,5	—	26,7	20,0	6,6	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	78,7	—	7,1	7,1	—	7,1
—	—	—	—	—	—	—	22,2	33,4	11,1	—	—	—	33,3

вины обнаружены только в мелких кавернах и, вероятно, занесены в них позднее.

В образцах типа 4306/11 (измененный глинистый известняк) глинистый субстрат первоначально включал 40—45% раковин планктонных фораминифер (известковисто-глинистый осадок). В настоящее время почти все раковины растворены (сохранились небольшие фрагменты известковой оболочки) и замещены буровато-зеленым мелкощучьчатым глинистым агрегатом, ядра раковин фораминифер темно-зеленые (фиг. 7, а—д). Среди замещенных фораминифер определены виды, характерные для плиоценовой зоны *Globorotalia margaritae* [19]: *G. margaritae* Bolli and Bermudez, *G. humerosa* Takayanagi and Saito, *Globigerina nepenthes* Todd, *Orbulina suturalis* Brönnimann, *Sphaeroidinellopsis paenedehiscens* Blow, т. е. замещение их произошло не раньше среднего плиоцена.

Исследованные образцы ядер конкреций характеризуются высоким содержанием Fe (12—16%) и низкой концентрацией Ca, Mg (табл. 5).

Основным компонентом осадков является аутигенный железистый монтмориллонит (см. фиг. 6), сохранилась примесь иллита, хлорита, каолинита, кварца и полевых шпатов. Сходные с описанными преобразования карбонатного материала наблюдаются непосредственно под рудной коркой в среднеолигоценовых известняках (см. фиг. 7, е—з), но слабо проявлены (изменены только переотложенные фораминиферы) в плейстоценовых фораминиферных осадках на ст. 4306.

Номер образ- ца	Тяжелые минералы												
	гранаты	роговые об- манки	тремолит + + актинолит	моноклинные пироксены	ромбические пироксены	оливин	группа эпи- дота	биотит	корунд	хлорит	апатит	циркон	сфен
4306/2	—	—	—	37,5	—	—	25,0	—	—	37,5	—	—	—
4306/3	15,4	15,4	—	—	—	—	30,8	—	15,4	—	—	15,4	—
4306/4	—	26,9	—	23,1	3,8	—	15,3	—	—	—	—	23,1	3,8
4306/5	16,7	16,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33,3	—
4306-0—2	—	—	—	21,4	—	—	14,3	7,1	—	14,3	—	21,4	7,1
4306-5—10	3,4	—	—	6,9	3,4	—	31,0	—	—	10,3	13,8	20,7	—
4306-20—25	16,7	12,5	4,2	10,4	8,3	—	14,6	—	4,2	—	4,2	12,5	8,3
4306-32—37	33,3	66,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4323-0—2	2,9	48,6	11,4	—	—	—	8,6	—	—	11,4	5,7	—	—
4323-7—12	3,5	32,6	12,8	17,4	—	—	27,9	—	—	—	3,5	—	2,3
4324/1-0—2	—	22,2	22,2	11,1	—	—	33,4	—	—	—	—	—	—
4324/1-3—5	—	—	—	60,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4324-0—5	6,7	26,6	26,7	—	—	6,7	—	—	—	—	—	—	13,3
4324-15—19	9,4	—	18,8	15,6	—	—	9,4	—	—	6,2	6,2	—	12,5
4324-40—45	1,4	11,6	65,2	8,7	1,4	—	4,3	—	—	—	—	1,4	5,8
4324-90—95	—	13,8	55,2	3,4	—	1,7	13,8	—	—	—	3,4	5,2	—
4324-110—115	5,6	27,8	13,9	5,5	—	—	25,0	—	—	—	8,3	13,9	—
4324-120—125	—	11,4	60,0	14,3	2,9	—	8,6	—	—	—	—	—	2,9
4324-135—140	3,0	22,4	40,3	17,9	—	—	13,4	—	—	—	3,0	1,5	1,5
4324-140—145	2,7	21,6	67,6	2,7	—	5,4	—	—	—	—	5,4	—	—
4324-147—152	1,6	22,2	22,2	20,6	7,9	1,6	4,8	—	—	4,8	1,6	—	9,5
4324-153—158	—	49,1	30,9	—	—	0,9	15,4	—	—	—	1,8	0,9	—
4324-160—165	—	10,7	39,3	5,4	5,3	—	1,8	—	—	21,4	3,6	—	10,7
4324-177—182	—	25,0	33,3	17,8	—	6,0	8,3	—	—	—	1,2	—	—
4324-196—201	1,8	32,1	37,5	12,5	1,8	—	8,9	—	—	—	—	1,8	3,6
4324-201—206	1,1	5,3	73,7	4,2	—	—	5,3	—	1,1	1,1	2,1	2,1	2,1
4324-206—211	—	2,2	79,5	1,1	—	—	4,5	—	—	—	—	1,1	11,4
4324-230—235	1,6	21,0	29,8	—	—	1,6	9,7	—	—	—	—	—	7,2
4324-248—253	—	20,5	69,2	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	2,6
4324-263—268	0,8	12,5	65,8	5,0	1,7	—	—	—	—	1,7	—	—	11,7
4324-270—273	—	8,2	87,3	—	—	—	1,8	—	—	—	—	—	0,9
4333-0—3	5,7	54,3	5,7	17,1	—	—	17,1	—	—	—	—	—	—

колонки ст. 4306 (гор. 2—37 см) к биоэдафогенным плейстоценовым отложениям, а глинистые известняки считать коренными выходами среднего олигоцена.

По химическим, гранулометрическим (см. табл. 4) параметрам среднеолигоценовые кокколито-фораминиферовые известняки (обр. 4306/3,4) близки биоэдафогенным фораминиферовым осадкам (ст. 4306, гор. 5—37 см). Однако последние заметно обогащены CaCO_3 и несколько обеднены Fe, Si, Al, Mg, K, меньше в них и содержание пелитовых фракций. Все это, по-видимому, является следствием размыва известняков, когда относительно грубый материал (раковины фораминифер, обломочные минералы) переотлагаются вблизи обнажения, а тонкие фракции (кокколиты, глинистые минералы) в основном уносятся дальше.

Гидротермально измененный эдафогенный материал. Кроме биоэдафогенных осадков на ст. 4306 собран гидротермально измененный эдафогенный материал, слагающий ядра округлых и угловатых конкреций. В эллипсоидальной конкреции (см. табл. 1, обр. 4306/9) глинистое вещество ядра интенсивно насыщено гётитом. Ядра угловатых конкреций представлены буровато-зелеными и желтовато-бурыми породами. Образцы типа 4306/10 (измененный аргиллит) состоят из мелкочешуйчатого глинистого агрегата, включающего 7—10% остатков планктонных фораминифер. Периферия ядра сильно ожелезнена. Раковины фораминифер иногда целиком растворены, чаще же замещены желтовато-бурым глинистым агрегатом или гидроокислами железа. Неизмененные рако-

в крупноалевритовой фракции осадков, %

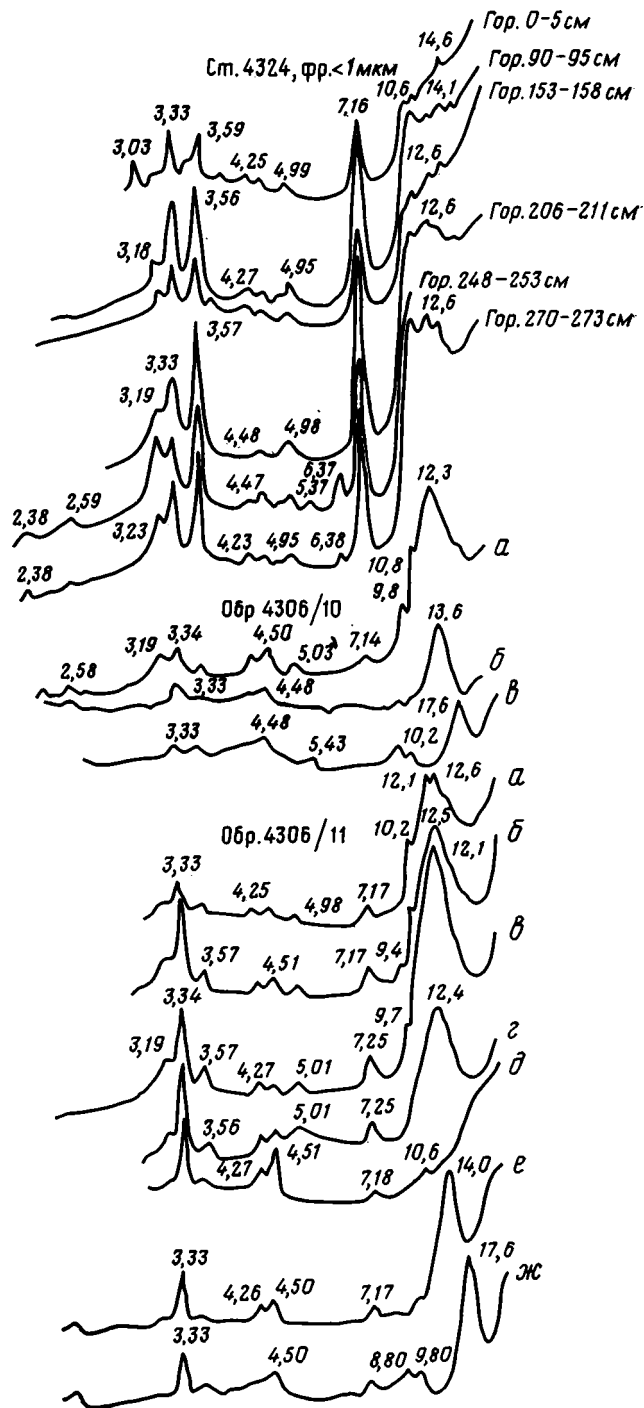
Тяжелые минералы						Легкие минералы							
рутил	турмалин	дистен	барит	ставролит	пренит	серпентин	глаукоцит	кварц	кальцевые полевые шпаты	кислые плагиоклазы	средние и основные плагиоклазы	цеолиты	кислое стекло
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—
—	—	7,7	—	—	—	—	—	4,8	—	4,8	—	90,4	—
—	—	—	—	3,8	—	—	—	77,8	—	—	5,5	—	16,7
—	—	—	33,3	—	—	—	—	42,9	—	—	—	—	57,1
7,1	—	—	7,1	—	—	—	—	58,8	—	5,9	—	35,3	—
—	—	—	10,3	—	—	—	4,6	68,2	—	13,6	—	13,6	—
—	—	2,1	2,1	—	—	—	5,9	—	—	—	—	94,1	—
—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
2,9	—	—	8,6	—	—	—	—	25,0	13,6	2,3	2,3	—	56,8
—	—	—	—	—	—	9,8	—	63,4	4,9	7,3	—	14,6	—
—	—	—	11,1	—	—	—	16,7	50,0	—	—	—	—	33,3
—	—	—	40,0	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—
—	—	—	20,0	—	—	—	—	40,0	60,0	—	—	—	—
—	—	—	15,6	—	—	1,3	0,9	77,6	8,9	4,3	—	3,0	—
—	—	—	—	—	—	31,6	—	47,4	15,7	5,3	—	—	—
—	—	—	3,4	—	—	—	—	90,4	4,8	—	4,8	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	79,9	6,7	6,7	6,7	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	66,6	16,7	16,7	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	81,8	9,1	—	9,1	—	—
1,6	—	—	3,2	—	—	15,0	—	30,0	—	10,0	5,0	40,0	—
—	0,9	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
1,8	—	—	—	—	—	10,7	—	60,7	—	7,1	3,6	17,9	—
—	—	—	8,3	—	—	—	—	60,0	—	—	25,0	—	15,0
—	—	—	—	—	—	17,6	—	41,2	17,6	5,9	5,9	11,8	—
—	1,1	—	1,1	—	—	22,2	—	72,2	5,6	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	9,4	—	68,2	18,2	4,5	—	—	—
—	—	—	29,0	—	—	—	—	70,6	9,8	4,9	4,9	—	9,8
—	—	—	—	—	6,4	87,5	—	—	—	—	—	—	12,5
—	—	—	—	—	—	45,5	—	26,7	20,0	6,6	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	78,7	—	7,1	7,1	—	7,1
—	—	—	—	—	—	—	22,2	33,4	11,1	—	—	—	33,3

вины обнаружены только в мелких кавернах и, вероятно, занесены в них позднее.

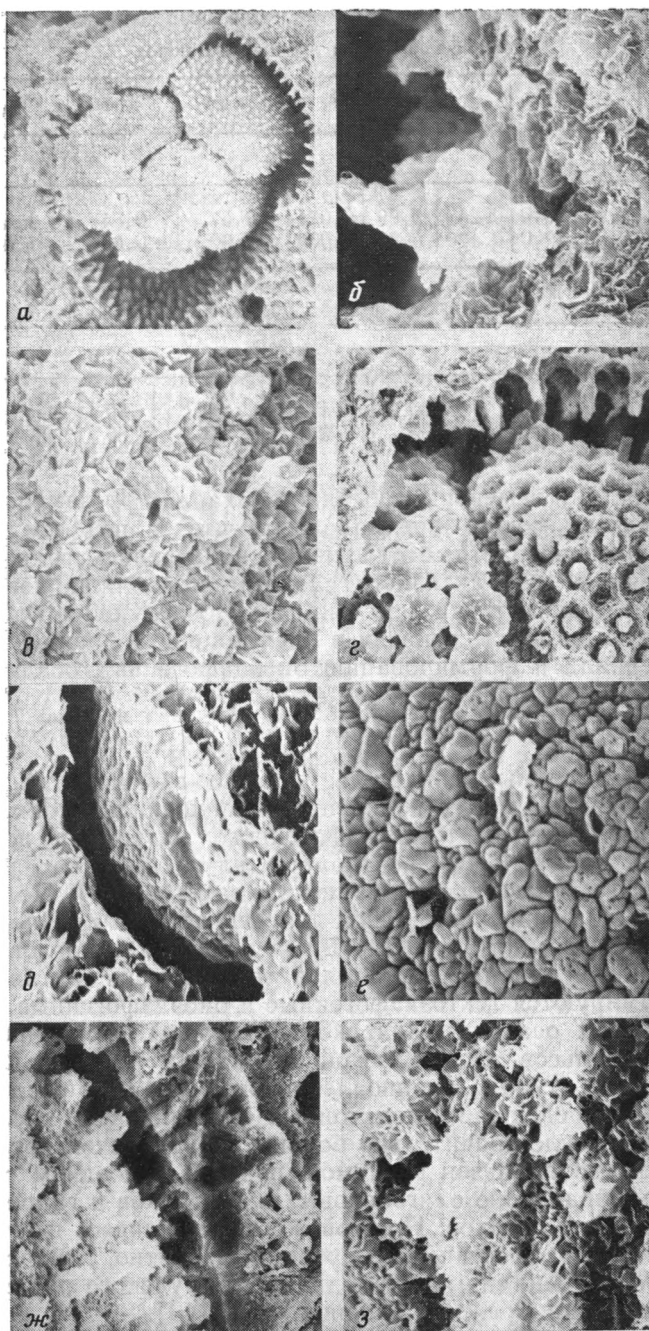
В образцах типа 4306/11 (измененный глинистый известняк) глинистый субстрат первоначально включал 40—45% раковин планктонных фораминифер (известковисто-глинистый осадок). В настоящее время почти все раковины растворены (сохранились небольшие фрагменты известковой оболочки) и замещены буровато-зеленым мелкочешуйчатым глинистым агрегатом, ядра раковин фораминифер темно-зеленые (фиг. 7, а—д). Среди замещенных фораминифер определены виды, характерные для плиоценовой зоны *Globorotalia margaritae* [19]: *G. margaritae* Bolli and Bermudez, *G. humerosa* Takayanagi and Saito, *Globigerina nepenthes* Todd, *Orbulina suturalis* Brönnimann, *Sphaeroidinellopsis paenedehiscens* Blow, т. е. замещение их произошло не раньше среднего плиоцена.

Исследованные образцы ядер конкреций характеризуются высоким содержанием Fe (12—16%) и низкой концентрацией Ca, Mg (табл. 5).

Основным компонентом осадков является аутигенный железистый монтмориллонит (см. фиг. 6), сохранилась примесь иллита, хлорита, каолинита, кварца и полевых шпатов. Сходные с описанными преобразования карбонатного материала наблюдаются непосредственно под рудной коркой в среднеолигоценовых известняках (см. фиг. 7, е—з), но слабо проявлены (изменены только переотложенные фораминиферы) в плейстоценовых фораминиферовых осадках на ст. 4306.



Фиг. 6. Дифрактограммы осадков и измененных пород. Обр. 4306/10: а — воздушно-сухой, б — насыщенный магнием, в — то же, насыщенный глицерином; обр. 4306/11: а — ядра фораминифер, б — известняк без ядер фораминифер, в — известняк в целом, г — насыщенный глицерином, д — обработанный соляной кислотой, е — насыщенный магнием, ж — то же, насыщенный глицерином



Фиг. 7. Состав измененных пород (электронный сканирующий микроскоп)
 а — раковина фораминиферы, почти полностью замещенная монтмориллонитом, увел. 125; б — то же, кальцитовый реликт раковины, увел. 1250; в — то же, замещенное ядро раковины, увел. 1500; г — отслоение невообразованного ядра после полного замещения раковины фораминиферы монтмориллонитом, увел. 350; д — фрагмент раковины фораминиферы, полностью замещенной монтмориллонитом, увел. 2000; е — следы травления на внешней поверхности раковины фораминиферы, увел. 2250; ж — фрагмент слабоизмененной раковины фораминиферы с ядром, замещенным монтмориллонитом, увел. 500; з — то же, замещенное ядро, увел. 1500

Химический состав измененных пород

Номер образца	Si	Al	Fe	Mn	Ti	Sr	Ca _{карб}	Mg _{карб}	Mg _{вал}	Mo
	%									
4306/10	21,8	2,15	16,0	0,245	0,09	0,071	0,57	0,84	1,47	<0,003
4306/11	24,1	6,05	12,0	0,120	0,21	0,009	0,90	0,61	1,82	<0,003

Номер образца	Cu	Zn	Ni	Cr	Li	Pb	Co	V	Cd
	n · 10 ⁻⁴ %								
4306/10	75	120	200	17	29	60	36	310	18
4306/11	38	110	130	34	46	80	29	140	8

Судя по составу измененных осадков и характеру замещения исходных компонентов, можно предположить, что в позднем плиоцене — плейстоцене разновозрастные отложения подверглись гидротермальному воздействию в зоне активного разлома, продолжающего на запад трансформный разлом Вима (см. фиг. 1). Последующие эрозионные и гравитационные процессы привели в плейстоцене к фрагментации измененного материала и формированию биоэдафогенных осадков.

* *
*

Приведенные данные свидетельствуют о высокой эффективности комплексного изучения ядер конкреций и вмещающих конкреции осадков. В частности, состав тектоэдафогенного материала показал, что трансформный разлом Кейң простирается на восток — юго-восток дальше, чем предполагалось по сейсмическим данным [20]. Получены также доказательства гидротермальной деятельности на крайнем западном окончании трансформного разлома Вима (Гвианская котловина).

Исследованные районы относятся к тектонически активным. В их пределах формируются тектоэдафогенные и биоэдафогенные отложения. В плейстоценовых осадках Канарской котловины зафиксировано примерно пять импульсов тектонической активности (см. фиг. 2, табл. 3), однако, исходя из состава крупноалевритовой фракции осадков и закономерностей распределения планктонных фораминифер, число тектонических эпизодов было значительно больше. В Гвианской котловине тектоническая активизация зон разломов привела в позднем плиоцене — плейстоцене к обнажению олигоценых известняков и гидротермальному преобразованию осадков. По этой же причине здесь формировались в плейстоцене биоэдафогенные отложения, вероятно, синхронные позднеплейстоценовым биогенным турбидитам Бермудского поднятия, желоба Пуэрто-Рико и прибрежных районов Кубы [13].

Основным механизмом мобилизации тектоэдафогенного материала послужил катаклаз пород дна. При удалении от источника такого материала постепенно уменьшается число ядер, сложенных магматическими и метаморфическими породами, а доля осадочных и биогенных (кости, зубы) ядер увеличивается, однако влияние эдафогенных компонентов дальнего разноса можно оценить по составу песчано-алевритовых и пелитовых фракций осадков.

Литература

1. Мурдмаа И. О. Океанские фации // Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 269—306.
2. Мурдмаа И. О., Розанова Т. В. Эдафогенные минералы // Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 210—214.
3. Петелин В. П. Формирование минерального состава глубоководных осадков // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 207—219.

4. Розанова Т. В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана//История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 174—194.
5. Свальный В. Н. Современные минералогические провинции восточной части Индийского океана//Комплексные исследования в Мировом океане. М.: Изд. ВИНТИ, 1975. С. 220—224.
6. Свальный В. Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983. 192 с.
7. Свальный В. Н., Гордеев В. В. Химический состав осадков//Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 68—88.
8. Солдатов А. В., Харин Г. С. Минеральный состав глубоководных осадков Атлантического океана//Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1979. № 26. С. 6—48.
9. Солдатов А. В., Харин Г. С., Емельянов Е. М. Современные терригенно-минералогические провинции Атлантического океана//Литология и полез. ископаемые. 1976. № 6. С. 67—79.
10. Успенская Т. Ю., Горшков А. И., Сивцов А. В. Внутреннее строение и минеральный состав океанических конкреций седиментационного типа//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 25—37.
11. Berger W. H., von Rad U. Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean//Initial Reports of DSDP. Wash.: U. S. Gov. Printing Office. 1972. V. XIV. P. 787—886.
12. Bukry D. Biostratigraphy of Cenozoic marine sediment by calcareous nannofossils//Micropaleontology. 1978. V. 24. № 1. P. 44—60.
13. Ericson D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. C. Atlantic deep-sea sediment cores//Bull. Geol. Soc. America. 1961. V. 72. P. 193—286.
14. Gartner S. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene//Marine Micropaleontology. 1977. № 2. P. 1—25.
15. Halbach P., Giovanoli R., von Borstel D. Geochemical processes controlling the relationship between Co, Mn and Fe in early diagenetic deep-sea nodules//Earth. and Planet. Sci. Lett. 1982. V. 60. P. 226—236.
16. Hoffert M., Perseil A., Hekinian R. e. a. Hydrothermal deposits sampled by diving saucer in Transform Fault «A» near 37° N on the Mid-Atlantic Ridge, FAMOUS area//Oceanologia acta. 1978. V. 1. № 1. P. 73—86.
17. Martini E., Worsley T. Standart Paleogene Calcareous nannoplankton zonation//Nature. 1970. V. 225. P. 560—561.
18. Okada H., Bukry D. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975)//Marine Micropaleontology. 1980. № 5. P. 321—325.
19. Stainforth R. M., Lanib J. L., Beard J. H. e. a. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. Univ. Kansas Paleontol. Inst. Harold Norman Fisk Mem. Pap. USA. Lawrence. Kansas. 1975. 162 p.
20. Sykes L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges//J. Geophys. Res. 1967. V. 72. № 8. P. 2131—2144.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
7.IV 1987

УДК 550.4 : 553.57 : 551.8

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРИ КОРРЕЛЯЦИИ КРЕМНЕВЫХ ТОЛЩ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

ВОЛОХИН Ю. Г.

Рассмотрены содержания породообразующих и 12 редких элементов, их отношения (модули) и корреляционные связи в литологических типах силицитов, выделенных по составу минеральной примеси, в геосинклинальных отложениях триаса — юры Сихотэ-Алиня и кембрия — нижнего карбона Монголо-Охотской области. Установлены типоморфные черты литологических типов силицитов, зависимость их химического состава и парагенезов химических элементов от палеогеографических (фациальных) обстановок и цикличности седиментации. Показано, что сочетание этих двух факторов значительно ограничивает возможности использования геохимических критериев для целей стратиграфической корреляции кремневых толщ и палеогеографических реконструкций.

Использование геохимических данных для стратиграфической корреляции кремневых толщ основано на выявлении близости химических характеристик и ассоциаций химических элементов в породах срединных разрезов [10, 19]. Реконструкции физико-географических обстановок отложения силицитов с помощью геохимических индикаторов [36—38] базируются на актуалистических посылках. Закономерное снижение содержания Al и Ti и рост содержания Fe и Mn в четвертичных осадках Тихого океана от прибрежных к пелагическим и далее — к экстагмативно-гидротермальным металлоносным илам Восточно-Тихоокеанского поднятия [30] позволило использовать величины Ti/Al , $Al/(Al + Fe + Mn)$, $(Fe + Mn)/Ti$ и др. для оценки участия в осадочном процессе терригенного материала и вещества океанической коры (гидротермального, базальтового детрита) [21, 31].

В скелетах планктонных организмов содержания Fe, Mn и Al незначительны [35], и в кремневых илах они определяются количеством и составом примеси. М. Штейнберг и М. С. Мподози [37] классифицировали радиоляриты по марганцевой аномалии, выражающей разность нормированных к базальту содержаний Mn и Fe — $(Mn_r/Mn_b - Fe_r/Fe_b)$ и по модулю $Al/(Al + Fe + Mn)$, на: 1) подвергшиеся сильному влиянию океанической коры (бедные Al и богатые Fe и Mn), 2) пелагические и 3) контаминированные обломочным сиалическим материалом (богатые Al и бедные Fe и Mn). Ими предложено также подразделять силициты по положению прямых регрессии зависимости Fe от Al. Считается, что, чем меньше величина $Al/(Al + Fe + Mn)$ или больше угол наклона прямой регрессии Fe от Al, тем на большем удалении от источника терригенного материала и в более пелагической обстановке отлагались силициты [33, 36—38]. На возможность использования величин отношений содержаний Fe и Al для определения различий обстановок седиментации плитчатых кремней, несмотря на недостаточную статистическую их значимость, указывается в работе по изучению юрских силицитов зоны Пинд в Греции [29].

Актуалистическая интерпретация геохимических данных применительно к геосинклинальным силицитам может быть оспорена из-за несходства составов, текстур, парагенезов с другими породами и обстановок осадконакопления современных кремнистых илов и силицитов складчатых областей, а также проблематичности происхождения последних [23, 25, 34]. Эти исследования [36—38] не базировались на какой-либо петрографической классификации, и поэтому не учтены воз-

можные специфические геохимические различия литологических типов силицитов.

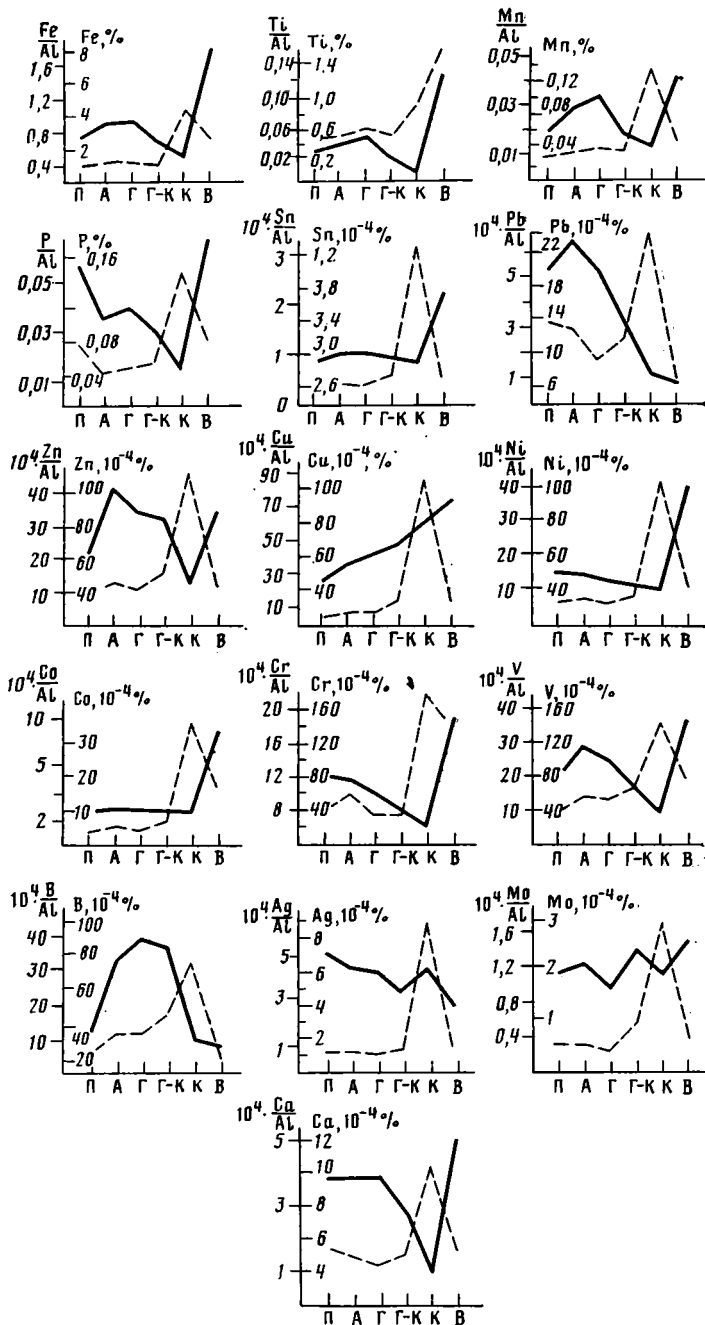
В настоящей статье приводятся закономерности распределения породообразующих и 12 редких элементов в раннемезозойских силицитах Сихотэ-Алиня и кембрийско-нижекарбоновых силицитах Монголо-Охотской области и оценивается пригодность геохимических критериев для корреляции кремневых толщ и палеогеографических реконструкций. Изученные разрезы, детальная петрографическая и геохимическая характеристика силицитов и вмещающих пород, аналитические методы подробно освещены в работах [7, 8]. Новые данные по стратиграфии [3, 14], полученные в последнее время, позволили уточнить возраст раннемезозойской кремневой формации Сихотэ-Алиня и считать ее не верхнетриасово-нижнеюрской [8], а среднетриасово-нижнеюрской.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ СИЛИЦИТОВ

Изучение кремневых пород в складчатых областях выявило типоморфные геохимические черты некоторых типов силицитов: обогащенность фтанитов Mo, V, Ag, Re и некоторыми другими элементами [1, 24, 26, 28, 32], а яшм — Fe, Mn и иногда другими элементами [4, 23]. Между тем само выделение типов силицитов неоднозначно и большинством геологов производится по комплексу морфологических признаков. Это приводит к противоречивому пониманию даже таких укоренившихся терминов, как «яшма» и «фтанит». В данной статье используется подразделение силицитов по дисперсной минеральной примеси [8]: окислов и гидроокислов железа (яшмы), сульфидов и карбонатов железа (кремни), органического углеродистого вещества (фтаниты). Породы с содержанием SiO_2 (своб.) более 80% отнесено к собственно силицитам, а с содержанием 50—80% — к глинистым силицитам.

В породах терригенно-кремневого ряда, распространенных в Сихотэ-Алине, с ростом содержания SiO_2 концентрации большинства других элементов снижаются, достигая минимальных значений в наиболее высококремневых силицитах. В то же время отношения содержаний породообразующих и редких элементов к алюминию растут, отражая рост концентрации их в примеси в силицитах (фиг. 1). Аналогичное приведенному на фиг. 1 можно видеть и в осадочных породах палеозойского геосинклинального комплекса Монголо-Охотской складчатой области [8]. Степень обогащения примеси в силицитах тем или иным элементом определяется сравнением отношений средних содержаний элементов к Al в кремневых породах и песчаниках: конечном и начальном членах дифференцированного ряда геосинклинальных осадочных пород. В порядке возрастания коэффициента $K = \frac{\text{Эл}}{\text{Al}_{\text{свл}}} : \frac{\text{Эл}}{\text{Al}_{\text{п}}}$ элементы располагаются в определенной последовательности (табл. 1).

В каждой из рассматриваемых областей ряды элементов кремней и яшм близки тем, что в начале их расположены Pb, Ga, Cr, V, Ti (на Сихотэ-Алине также P, а в Монголо-Охотской области Fe), а в конце Mo, Co и Cu (на Сихотэ-Алине также Ni и Sn, а в Монголо-Охотской области Zn и B). Эти ряды сходны с наиболее распространенными рядами подвижности элементов в гипергенных условиях, установленными как по выносу их при выветривании [12], так и по соотношению растворенных и взвешенных форм в речном стоке [6, 11, 13]. Среди рассматриваемой группы элементов подвижность Ti, Ga, Pb, Cr и V (иногда Fe) обычно минимальна, а Mn, Ni, Co, Mo и Cu — максимальна. Эффект разбавления примеси аутигенным кремнеземом и концентрация в ней элементов в степени, соответствующей их подвижности, обуславливают низкие содержания породообразующих (кроме SiO_2) и малоподвижных редких элементов в кремнях и яшмах по сравнению с глинистыми кремнями и глинистыми яшмами (табл. 2, 3). Из одних и тех же конкретных разрезов глинистые силициты значимо (с 95%-ной доверительной вероятностью) обогащены относительно силицитов малоподвижными Ti, Ga, Pb, Gr, V, а также Zn и B. Последние два элемента концентрируются в



Фиг. 1. Средние содержания элементов и их отношения к Al в триасово-юрских породах Сихотэ-Алия

Породы: П — песчаники; А — алевролиты; Г — аргиллиты; Г-К — глинистые кремни; К — кремни; В — основные вулканы (содержание элементов — сплошная линия, отношение элементов к алюминию — пунктирная)

глинистой, существенно гидрослюдистой фракции, общее количество которой выше в глинистых силицитах. Более подвижные элементы Zn, Ni, Mo, Ag, Co, Cu содержатся в близких количествах или иногда даже обогащают силициты по сравнению с однотипными глинистыми силицитами из тех же разрезов [8].

В обоих регионах яшмы отличаются от кремней меньшими содержаниями $S_{орг}$, большими — Mn, а также большей долей Fe^{3+} в составе валового железа (см. табл. 2, 3). Эти, а также более кардинальные раз-

Ряды концентраций элементов в примеси в силицитах

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----	----	----

I. $K = \text{Эл}/\text{Al}_{\text{силиц.}} : \text{Эл}/\text{Al}_{\text{песч.}}$

Сихотэ-Алинь

Яшмы

Ga, Pb 2,6	P 3	Ti 3,1	Cr 3,5	V 4,8	B 6	Fe 6,3	Ag 6,4	Mo 7	Zn 7,1	Mn 7,3	Sn 8,3	Ni 11	Co 14	Cu 24
---------------	--------	-----------	-----------	----------	--------	-----------	-----------	---------	-----------	-----------	-----------	----------	----------	----------

Кремни

Ti 1,8	Pb 2,1	P 2,2	Ga 2,4	Cr 3	V 3,9	Fe 4,6	Zn 4,8	Mn 5	Mo 5,6	B 5,8	Sn 6,8	Ni 7,2	Ag 7,6	Co 8,7	Cu 20
-----------	-----------	----------	-----------	---------	----------	-----------	-----------	---------	-----------	----------	-----------	-----------	-----------	-----------	----------

Фтаниты

Ti 1,6	Zn 1,7	Mn 2	P 2,7	Fe 3	Co 3,5	Pb 4,4	Ni 5	Cr 5,2	Ga 5,5	Sn 6,8	B 11	Cu 20	V 25	Ag 105	Mo 130
-----------	-----------	---------	----------	---------	-----------	-----------	---------	-----------	-----------	-----------	---------	----------	---------	-----------	-----------

Монголо-Охотская область

Яшмы

Ti 0,2	Pb 1,0	Cr 1,1	Ga 1,2	V 1,5	Fe 1,8	Ag 2,3	Sn 2,4	P 2,9	Ni 3,1	B 3,2	Mo 3,3	Zn 3,4	Co 3,6	Cu 4	Mn 4,1
-----------	-----------	-----------	-----------	----------	-----------	-----------	-----------	----------	-----------	----------	-----------	-----------	-----------	---------	-----------

Кремни

Ti 0,7	Pb 2	Cr 2,5	Fe 2,6	Ga 2,7	Mn 3,2	V 3,4	P 3,8	Ni 3,9	Ag 4	Sn 4,8	Co 4,9	Zn 5	Mo 5,2	B 5,7	Cu 11
-----------	---------	-----------	-----------	-----------	-----------	----------	----------	-----------	---------	-----------	-----------	---------	-----------	----------	----------

Фтаниты

Ti 0,3	Ga 2,3	Fe 2,6	Co, Mn 2,8	B 3	Cr 3,1	Pb 3,3	Sn, P 5,8	Zn 8	Ni 8,3	Cu 14	V 30	Mo 100	Ag 138
-----------	-----------	-----------	---------------	--------	-----------	-----------	--------------	---------	-----------	----------	---------	-----------	-----------

II. $K_1 = \text{Эл}/\text{Al}_{\text{яшм}} : \text{Эл}/\text{Al}_{\text{кремн.}}$

Сихотэ-Алинь

Ag 0,8	B 1	Ga 1,1	Cr 1,17	Cu, Sn 1,2	Pb, V 1,23	Mo 1,25	P, Fe 1,36	Mn 1,46	Zn 1,48	Ni 1,5	Co 1,6	Ti 1,7
-----------	--------	-----------	------------	---------------	---------------	------------	---------------	------------	------------	-----------	-----------	-----------

Монголо-Охотская область

Ti 0,3	Cr 0,4	Ga, V 0,44	Pb 0,49	Sn 0,5	Cu, B 0,56	Ag 0,58	Mo 0,6	Zn 0,68	Fe 0,69	Co 0,7	P 0,76	Ni 0,8	Mn 1,3
-----------	-----------	---------------	------------	-----------	---------------	------------	-----------	------------	------------	-----------	-----------	-----------	-----------

личия парагенезов химических элементов (см. ниже) в яшмах и кремнях преимущественно обусловлены окислительными условиями диагенеза первых и восстановительными — вторых. В кремнях Сихотэ-Алиня среднее содержание Fe и большинства микроэлементов ниже, чем в яшмах, а Монголо-Охотской области — выше в кремнях, чем в яшмах (см. табл. 2, 3). Примечательна общая тенденция к максимальному обогащению примеси в яшмах обеих областей Mn, Fe, Zn, Co, Ni по сравнению с кремнями, устанавливаемая по отношениям $K_1 = \text{Эл}/\text{Al}_{\text{яшм}} : \text{Эл}/\text{Al}_{\text{кремней}}$ (см. табл. 1).

В отличие от яшм и кремней в рядах фтанитов Pb, Cr, Ga, B, V, Ag и Mo смещены вправо. Эти элементы, а также Cu и Ni обычно повышено концентрируются в битуминозных силицитах различного возраста и местоположения [1, 24, 26, 28, 32], а также в битуминозных известняках [40]. Фтаниты и глинистые фтаниты Сихотэ-Алиньской и Монголо-Охотской областей максимально обогащены V, Ag, Mo до концентраций, превышающих кларк в глинистых породах: V в 2—3 раза, Mo и Ag в 20—50 раз. Эти элементы типоморфны для углеродистых силицитов. Повышенные концентрации Cu, Ni, V и Mo обычны в нефти и битумах, кроме того, установлены в сапропелевых илах Черного моря, где положительно коррелируются с $C_{\text{орг}}$ [5]. Прижизненная, хотя и незначительная концентрация в планктоне установлена для Ni и Cu (6,5 и 13% от содержания соответствующих элементов в сапропеле), но практически не играет

Средний химический состав литологических типов силицитов Сихотэ-Алиня

Оксиды, %; микроэлементы, 10 ⁻⁴ %	Силициты			Глинистые силициты		
	яшмы (26/38)	кремни (92/165)	фтаниты (23/27)	глинистые яшмы (8/10)	глинистые кремни (53/72)	глинистые фтаниты (35/37)
SiO ₂	91,50	93,96	91,84	79,69	79,16	80,55
TiO ₂	0,22	0,13	0,13	0,58	0,43	0,39
Al ₂ O ₃	1,64	1,76	2,35	7,24	9,46	7,39
F ₂ O ₃	1,79	0,43	0,66	2,98	1,19	1,36
FeO	1,20	1,61	1,28	1,30	2,01	0,99
MgO	0,34	0,39	0,29	1,22	1,20	0,96
CaO	1,17	0,32	0,14	1,37	0,61	0,22
MnO	0,08	0,05	0,03	0,14	0,07	0,04
K ₂ O	0,36	0,41	0,67	1,54	1,97	1,73
Na ₂ O	0,30	0,16	0,09	1,39	0,84	0,12
P ₂ O ₅	0,15	0,11	0,13	0,13	0,17	0,22
П. п. п.	1,15	0,50	2,11	2,39	2,51	5,66
С _{орг.}	0,05	0,11	1,13	0,06	0,11	2,06
С _{карб.}	0,12	0,02	0,00	0,11	0,03	0,00
Sn	3,5	2,8	3,4	3,5	3,0	3,7
Pb	6,8	7,3	21	15	14,7	24
Zn	57	50	77	130	95	78
Cu	90	75	97	82	68	82
Ni	54	38	39	61	42	33
Co	13	9,1	8,0	15	11	3,9
Cr	23	20	44	44	42	59
V	36	31	234	77	89	324
B	28	24	57	41	82	120
Ag	0,05	0,09	1,15	0,04	0,07	1,09
Mo	1,8	1,6	33	1,5	2,4	54
Ga	3,7	3,0	9,7	7	8	14,5
SiO ₂ (своб.)	87,6	89,7	86,2	62,3	56,5	62,8
$\sum Fe$	2,18	1,55	1,46	3,12	2,39	1,72
Al/(Al + Fe + Mn)	0,28	0,37	0,46	0,54	0,67	0,69
K ₂ O/Na ₂ O	1,20	2,56	7,4	1,11	2,35	14,4
Fe ²⁺ / $\sum Fe$	0,43	0,81	0,68	0,32	0,65	0,45
Mn/Fe	0,028	0,027	0,016	0,035	0,023	0,018

Примечание. В этой и следующих таблицах породообразующие окислы определены химическим, редкие элементы — количественным спектральным методом в ДВГИ. В скобках приведено число проб (в числителе — на породообразующие окислы, в знаменателе — на редкие элементы).

роли для Mo и V. Накопление Mo и V в сапропелевых илах обусловлено сорбцией их из морской и иловой воды с формированием металлоорганических комплексов с фульвокислотами [5] и происходит на стадиях седиментации и диагенеза.

Во фтанитах Сихотэ-Алиня и Монголо-Охотской области изотопный состав углерода находится в узком диапазоне значений, от —27 до —32,5‰, тождественен изотопному составу битумов и некоторых нефтей и свидетельствует о морской сапропелевой природе органического вещества во фтанитах [8]. Механизм накопления микроэлементов в углеродистых силицитах, вероятно, тот же, что установлен для сапропелевых илов Черного моря, а резкие геохимические отличия фтанитов от яшм и кремней обусловлены значительным содержанием в них органического вещества.

АССОЦИАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛИТОТИПАХ СИЛИЦИТОВ

Наиболее полно геохимические ассоциации исследованы в средне-триасово-нижнеюрских силицитах Сихотэ-Алиня [8]. Ассоциации элементов выделены на базе матрицы частных коэффициентов корреляции при исключенном SiO₂ методом формирования компактных групп [20].

Средний химический состав силицитов Монголы-Охотской области

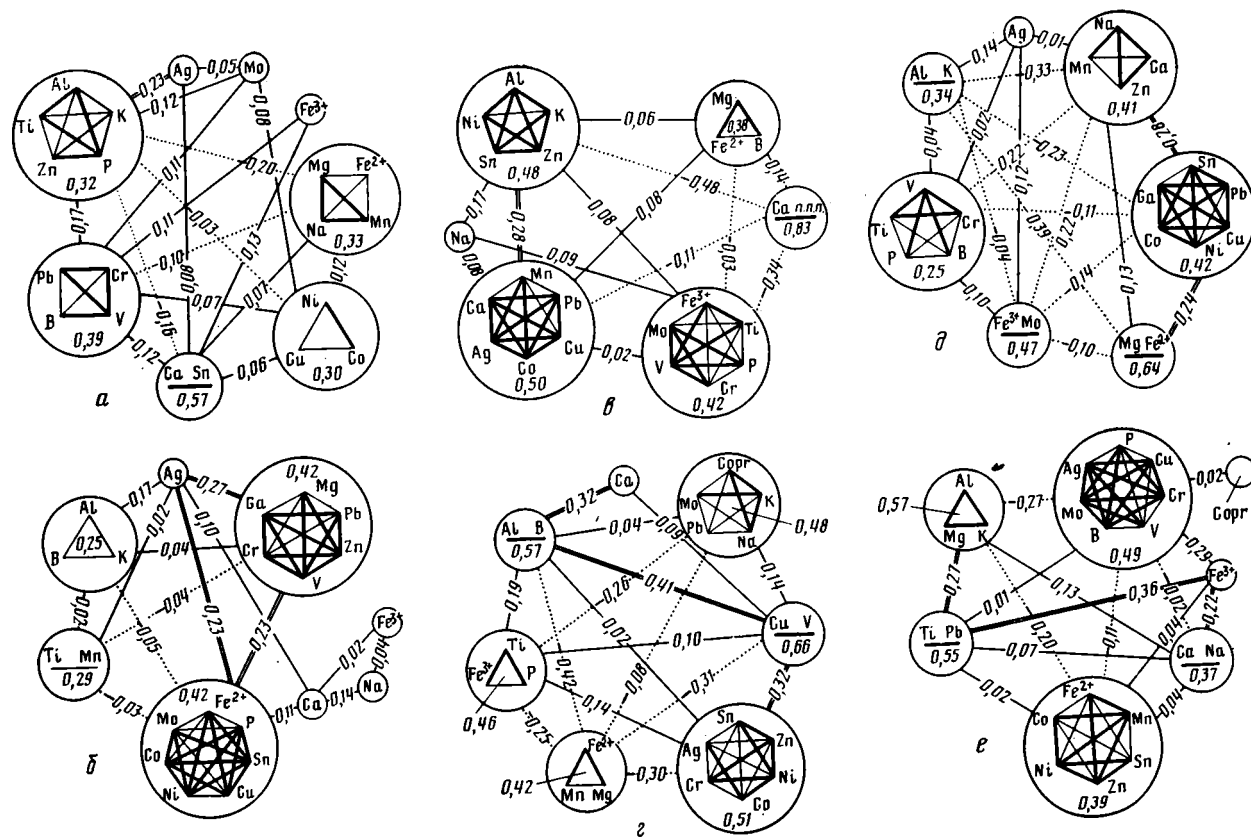
Оксиды, %; микро- элементы, 10 ⁻⁴ %	Яшмы Є ₁ — С ₁ (13/27)	Кремни Є ₁ — С ₁ (51/67)	Фтаныты S (10/13)	Кремни S — D ₁		Кремни D ₂ — С ₁	
				р. Галам (4/5)	р. Тыль (26/31)	р. Галам (5/6)	о-в Фек- листова (5/6)
SiO ₂	93,49	93,89	94,84	94,66	94,05	91,96	93,63
TiO ₂	0,04	0,05	0,01	0,08	0,01	0,02	0,15
Al ₂ O ₃	2,21	1,49	0,85	2,00	1,38	2,58	0,31
Fe ₂ O ₃	0,99	0,57	0,18	0,18	0,49	0,93	0,95
FeO	0,62	1,50	1,23	0,82	2,04	1,51	1,39
MgO	0,61	0,70	0,43	0,45	0,66	1,03	0,81
CaO	0,17	0,30	0,05	0,18	0,31	0,14	0,40
MnO	0,13	0,09	0,04	0,04	0,07	0,10	0,12
K ₂ O	0,54	0,47	0,13	0,70	0,36	0,94	0,54
Na ₂ O	0,22	0,22	0,07	0,06	0,20	0,23	0,34
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,08	0,13	0,15	0,15	0,06
П. л. п.	0,64	0,62	2,11	0,50	0,38	0,69	0,85
C _{орг}	0,05	0,09	1,45	0,09	0,12	0,14	0,06
C _{карб}	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,01	0,05
Sn	2,5	3,9	3,1	2,8	5,2	2,8	3,0
Pb	7	11	13	6,8	13,6	12,3	11,2
Zn	42	43	53	25	42	48	69
Cu	79	149	121	43	237	112	136
Ni	38	38	64	18	45	29	62
Co	16	18	6,6	9	22	15	28
Cr	20	34	41	14	51	23	22
V	34	56	431	20	80	41	46
B	41	51	25	27	70	53	34
Ag	0,06	0,08	1,6	0,06	0,09	0,07	0,05
Mo	2,0	2,2	30	—	2,6	—	1,8
Ga	4,6	7,0	5,2	3,8	8,7	5,5	—
SiO ₂ (своб.)	88,2	90,3	92,8	89,9	90,7	85,8	92,9
ΣFe	1,17	1,56	1,08	0,76	1,90	1,81	1,73
Al/(Al + Fe + Mn)	0,48	0,33	0,29	0,57	0,27	0,42	0,08
K ₂ O/Na ₂ O	2,5	2,1	1,9	11,7	1,8	4,1	1,6
Fe ²⁺ /ΣFe	0,41	0,75	0,88	0,84	0,84	0,65	0,62
Mn/Fe	0,09	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05

Примечание. Прочерк в этой и следующих таблицах означает отсутствие данных.

Корреляционные связи изображены в виде структурных схем по Я. Э. Юдовичу [27], на которых не показаны отрицательные и нулевые связи неассоциированных элементов.

Кремни (фиг. 2, а, б). В южном Сихотэ-Алине (разрезы с. Уборка — с. Самарка, фиг. 3) в кремнях выделяются ассоциации: Al—K—P—Zn—Ti, Pb—Cr—V—B, Ca—Sn, Mg—Fe²⁺—Mn—Na, Ni—Co—Cu и неассоциированные элементы Fe³⁺, Mo, Ag. Связь Zn, P и Ti с Al и K свидетельствует о преимущественно терригенном их происхождении. К этой терригенной ассоциации тяготеет группа Pb—Cr—V—B — элементов, вероятно, входящих в минералы тяжелой фракции, и Ag. Связь Sn и Ca предполагает преимущественное нахождение олова в плагиоклазе. Группа Mg—Fe²⁺—Mn—Na объединяет элементы фемической силикатной примеси (основной вулканический детрит или продукты его изменения) и свидетельствует о преобладании силикатной формы Fe²⁺, а не сульфидной. Группа Ni—Co—Cu, вероятно, связана с аутигенными сульфидными. Неассоциированные Fe³⁺ и Mo не имеют преимущественных связей ни с одной из групп и, по-видимому, полигенные.

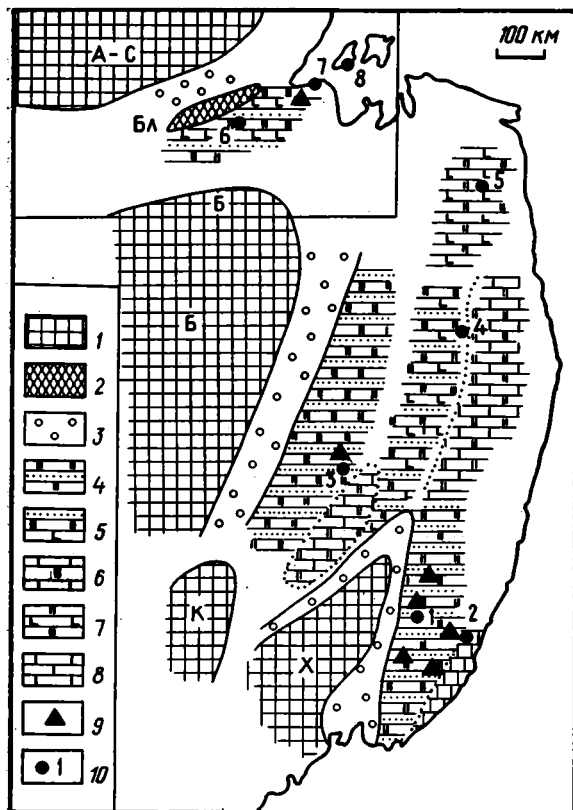
В кремнях северного Сихотэ-Алиня (разрезы с. Воронеж-2, р. Джаур, с. Киселево) выделены ассоциации Al—K—B, Ti—Mn, Mg—Pb—Zn—V—Cr—Ga, Fe²⁺—P—Sn—Cu—Ni—Co—Mo, и неассоциированные Ag, Ca, Na, Fe³⁺. Основная масса бора связана с K и Al и находится в терригенной гидрослюдистой примеси. Группа Mg—Pb—Zn—V—Cr—Ga



Фиг. 2. Структурные схемы корреляционных связей химических элементов в среднетриа-сово-нижнеюрских силицитах

Сихотэ-Алиня

а — кремни Южного Сихотэ-Алиня (37 проб); б — кремни северного Сихотэ-Алиня (34 пробы); в — яшмы (26 проб); г — фтаниты 15 проб); д — глинистые кремни (42 пробы); е — глинистые фтаниты (24 пробы). Утолщенными линиями выделены связи элементов, корреляция между которыми значима с 95%-ной доверительной вероятностью



Фиг. 3. Положение изученных разрезов на схеме распределения фаций среднетриасово-нижнеюрских геосинклинальных отложений Сихотэ-Алиня (на врезке положение разрезов среднего палеозоя восточной части Монголо-Охотской области)

1—3 — области, сопредельные с геосинклинальными: 1 — области денудации (А-С — Алдано-Становая, Б — Буреинская, К — Кэнтэйская, Х — Ханкайская), 2 — Баладекский выступ-барьер, разделявший в среднем палеозое миогеосинклинальную Шевлинскую и эвгеосинклинальную Главную зоны восточной части Монголо-Охотской области, 3 — области развития шельфовых терригенных отложений окраинных прогибов; 4—8 — геосинклинальные фации: 4 — терригенно-кремневая, 5 — терригенно-вулканогенно-кремневая, 6 — карбонатно-кремневая, 7 — вулканогенно-кремневая (яшмовая), 8 — известняковая рифовая; 9 — места выхода фанитов; 10 — изученные разрезы: 1 — р. Уссури, 2 — р. Рудная, 3 — с. Воронеж-2, 4 — р. Джаур, 5 — с. Киселево, 6 — р. Галам, 7 — р. Тыль, 8 — о-в Феклистова

включает большинство малоподвижных элементов, а связь с Mg свидетельствует об их нахождении в фемическом детрите. Группа Fe^{2+} —P—Sn—Cu—Ni—Co—Mo объединяет большинство наиболее подвижных микроэлементов, а преобладание халькофилов и связь с Fe^{2+} свидетельствует о преимущественном нахождении их в аутигенных сульфидах. Эта группа тесно связана с группой Mg. Последнее отражает генетическую близость: обогащение водородным железом и комплексом сорбированных микроэлементов было сопряжено с увеличением доли мафического детрита в примеси. Ag тяготеет к группам Mg и Fe^{2+} , но также и к терригенной группе. Неассоциированные Ca, Na и Fe^{3+} , по-видимому, полигенные. Неясна природа связи Ti—Mn.

В отличие от кремней южного Сихотэ-Алиня, отобранных из разрезов, соседствующих с Ханкайским массивом, где преобладает связь большинства микроэлементов с кластикой, в северном Сихотэ-Алине две трети выборки составляют кремни из разрезов р. Джаур и с. Киселево, наиболее удаленных от силлических массивов (палеосуши) на западе. Здесь в кремнях четче обособливается группа подвижных микроэле-

ментов, связанных с двухвалентным железом общим нахождением в сульфидах.

Яшмы (см. фиг. 2, в). Выделяются группы: $Al-K-Zn-Sn-Ni$, $Mg-Fe^{2+}-B$, $Mn-Co-Cu-Pb-Ag-Ga$, $Fe^{3+}-Ti-Cr-V-P-Mo$, неассоциированные Ca и Na . Ассоциация Zn , Sn , Ni с Al и K свидетельствует о связи их с глинистой примесью (гидрослюдами), возможно, сорбиравшей эти элементы. Бор связан с Fe^{2+} и Mg , что указывает на его нахождение преимущественно в фемической фракции примеси, а не в слюдах. Группировка Co , Cu , Pb , Ag и Ga с Mn , а Ti , V , Cr , Mo , P с Fe^{3+} позволяет связать эти ассоциации с избирательной сорбцией микроэлементов Fe и Mn . Известно [21], что Ni , Cu , Co , Pb энергичнее сорбируются марганцем, чем железом, в то время как Cr , V и Ti — типичные спутники железа. В яшмах с Mn связаны элементы, обычно накапливающиеся в океанических железомарганцевых конкрециях. Элементы группы Mn положительно коррелируются с элементами группы алюминия. Эти связи в яшмах могли возникнуть еще на путях миграции. В речных взвезях Mn тяготеет к тонкопелитовой фракции взвеси (0,01—0,001 мм), тогда как Fe — к субколлоидной [13, 21]; Ca отрицательно коррелируется со всеми элементами и положительно — только с летучими вследствие его нахождения в кальците, установленном петрографическим изучением яшм; Na не связан ни с одной из групп, но больше тяготеет к группе Al .

Фтаныты (см. фиг. 2, з). Выделяются группы: $Al-B$, $Ti-P-Fe^{3+}$, $Fe^{2+}-Mg-Mn$, $C_{орг}-K-Na-Mo-Pb(?)$, $Cu-V$, $Sn-Zn-Ni-Co-Cr-Ag$ и Ca . Во фтанитах, как и в кремнях, бор связан с гидрослюдистой фракцией примеси. К терригенным также относится Ca и группа $Ti-Fe^{3+}-P$, объединяющая элементы минералов тяжелой фракции (титаномагнетита, сфена, апатита и др.). Группа $Fe^{2+}-Mn-Mg$ объединяет главные элементы фемической силикатной примеси и отрицательно связана со всеми другими группами. Неожиданна слабая связь $C_{орг}$ с микроэлементами, обычно повышенно концентрирующимися во фтанитах (V , Ag , Sn , Cu), и его сильная связь с Na и K . Предпочтительные связи с $C_{орг}$ отмечены только у Mo и Pb . Большая часть микроэлементов (Sn , Zn , Ni , Co , Cr , Ag) образует самостоятельную группу с преобладанием халькофилов и не связанную с $C_{орг}$. Ассоциация $Cu-V$ тяготеет к этой группе, а также к группе Al , и в меньшей степени — к группе $C_{орг}$. Она, вероятно, полигенная. Отсутствие связи элементов Ag , V , Cr , Cu и B , обогащающих углеродистые силициты Сихотэ-Алиня относительно неуглеродистых, с $C_{орг}$ объясняются утерей ее в катагенезе вследствие распада органометаллических комплексов, перераспределения элементов и эвакуации легких углеводородов. Более сильные связи K и Na с $C_{орг}$, чем с Al , вероятно, отражают особые условия накопления фтанитов и, возможно, связь их образования со сменой питающих терригенных провинций и смещением водорослевого ареала [8]. В отличие от вмещающих силицитов фтаныты и другие породы фтанитовой пачки содержат исключительно гидрослуду в силикатной глинистой фракции. Привнос других алюмосиликатов в радиоляриевый ил, по-видимому, не благоприятствовал накоплению органического вещества.

Глинистые кремни (см. фиг. 2, д). Выделяются ассоциации $Al-K$, $Ti-V-Cr-B-P$, $Na-Ca-Mn-Zn$, $Mg-Fe^{2+}$, $Sn-Pb-Cu-Ni-Co-Ga$, $Fe^{3+}-Mo$ и Ag . К терригенной группе $Al-K$, связанной с гидрослюдами, слабо тяготеет Ag и группа $Ti-V-Cr-B-P$ — элементов, вероятно, находящихся в минералах тяжелой фракции (ильменит, хромшпинелиды, апатит, турмалин) также терригенного происхождения. Существенно терригенные, по-видимому, Fe^{3+} и Mo . Этим терригенным ассоциациям антагонистически противостоят группы $Na-Ca-Mn-Zn$ и $Mg-Fe^{2+}$, связанные с фемической силикатной примесью, а также группа $Sn-Pb-Cu-Ni-Co-Ga$, содержащая большинство халькофилов, находящихся в аутигенных сульфидах. Как и в кремнях, фемическая силикатная и аутигенная сульфидная группы здесь тесно связаны, хотя набор входящих в эти ассоциации элементов в кремнях и глинистых

кремнях несколько различен. Так, в глинистых кремнях Fe^{2+} связано с Mg и преобладает в фемической фракции примеси, а в кремнях может входить в состав сульфидной группы. Малоподвижные Cr и V больше связаны с терригенной силикатной примесью в глинистых кремнях и с фемической силикатной группой в кремнях. В последних четче проявлена дифференциация малоподвижных (Pb, Ga, Cr, V) и подвижных (Co, Mo, Cu, Ni) микроэлементов.

Глинистые фтаниты (см. фиг. 2, е). Выделяются группы: Al—K—Mg, Ti—Pb, P—Cu—Cr—V—Mo—Ag, Fe^{2+} —Mn—Sn—Zn—Ni—Co, Ca—Na и неассоциированные Fe^{3+} и $\text{C}_{\text{орг}}$. Ассоциация Al—K—Mg и тяготеющие к ней группы Ti—Pb и Ca—Na, по-видимому, терригенного обломочного происхождения. Большинство микроэлементов формируют две антагонистические группы: фосфора и двухвалентного железа. В группе фосфора сосредоточены все микроэлементы, обогащающие углеродистые силициты Сихотэ-Алиня относительно неуглеродистых. Органический углерод, отрицательно коррелирующийся со всеми элементами других групп, только с некоторыми элементами (V, Ag, Mo) этой группы имеет положительную, но незначимую на 5%-ном уровне, корреляцию. В группу двухвалентного железа входят элементы, концентрации которых в углеродистых силицитах обычно невелики, преимущественно халькофилы, вероятно, объединенные общим нахождением в аутигенных сульфидах; Fe^{3+} положительно связано с группами P и Ca, но больше тяготеет к терригенной группе Ti—Pb, как и во фтанитах. В отличие от фтанитов в глинистых фтанитах отсутствует фемическая силикатная ассоциация элементов.

Корреляционные связи элементов отражают генетически разнородный состав компонентов минеральной примеси и существенно различаются в разных литологических типах силицитов. Как показывает сравнение кремней южного и северного Сихотэ-Алиня, парагенезы элементов могут значительно различаться даже в одном и том же типе силицитов.

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СИЛИЦИТОВ

Влияние обстановок седиментации на химический состав кремневых пород установлено [8] в результате сравнения среднетриасово-нижнеюрских силицитов Сихотэ-Алиня из разрезов, находящихся на разном расстоянии от силикатных массивов (Ханкайского, Бурейского и др.), служивших областями размыва.

В северном Сихотэ-Алине, с юго-запада на северо-восток, при удалении от этих массивов состав среднетриасово-нижнеюрских отложений меняется от терригенно-кремневого (с. Воронеж-2, воронежская свита) к терригенно-вулканогенно-карбонатно-кремневному (р. Джаур, р. Гур, джаурская свита) и далее, к вулканогенно-кремневному (с. Киселево, киселевская свита (см. фиг. 3). Одновременно в кремневых толщах изменяется соотношение литологических типов кремневых пород. Пачки фтанитов и глинистых фтанитов приурочены к толщам кремней в терригенно-кремневой фации, где яшмы редки. В джаурской свите углеродистые силициты отсутствуют, но появляются яшмы, составляющие 7—10% от объема силицитов, а в киселевской свите — 60—70%. Кремни развиты во всех трех разрезах и поэтому используются для сравнения (табл. 4).

Средние содержания SiO_2 и SiO_2 (своб.) в кремнях джаурской и киселевской свит близки, но ниже, чем в воронежской свите; Ti и Mn одинаковы во всех разрезах; $\text{C}_{\text{орг}}$ менее 0,30%, а карбонатный углерод отсутствует. Величины Fe/Al равны 1,06; 1,19; 2,57 соответственно в кремнях воронежской, джаурской и киселевской свит. Относительно воронежской свиты обогащены Fe и обеднены Al не только кремни, но и парагенетически связанные с ними глинистые кремни и аргиллиты джаурской и киселевской свит. В аргиллит-кремневой ассоциации значение модуля $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ выше в породах воронежской свиты и ниже — в киселевской (фиг. 4). Параллельно с ростом железности в кремнях

Химический состав кремней северного Сихотэ-Алиня

Окислы, %; микроэлементы, 10 ⁻⁴ %	Свита			Окислы, %; микро- элементы, 10 ⁻⁴ %	Свита		
	воронеж- ская (13/13)	джаурская (11/11)	киселев- ская (10/) /12		воронеж- ская (13/13)	джаурская (11/11)	киселев- ская (10/12)
SiO ₂	95,83	92,95	92,25	Zn	27	86	21
TiO ₂	0,20	0,20	0,19	Cu	48	101	79
Al ₂ O ₃	1,37	2,53	1,59	Ni	21	73	45
Fe ₂ O ₃	0,22	0,17	0,57	Co	5	12	9
FeO	0,79	1,89	2,27	Cr	11	26	23
MgO	0,08	0,46	0,27	V	18	58	25
CaO	0,14	0,67	0,91	B	39	35	20
MnO	0,03	0,03	0,04	Ag	0,04	0,06	0,03
K ₂ O	0,34	0,35	0,50	Mo	0,7	2,1	1,1
Na ₂ O	0,12	0,14	0,41	Ga	1,9	4,1	3,2
P ₂ O ₅	0,06	0,33	0,12	SiO ₂	92,5	86,9	88,3
П. п. п.	0,63	0,13	0,73	ΣFe	0,77	1,59	2,16
C _{орг}	0,09	0,07	0,08	Al/(Al + Fe + Mn)	0,48	0,45	0,28
C _{карб}	0,00	0,03	0,01	K ₂ O/Na ₂ O	2,8	2,5	1,2
Sn	1,2	3,5	3,8	Fe ²⁺ /Fe	0,80	0,92	0,82
Pb	2,7	7	3,3				

увеличивается доля натрия в сумме щелочей (фиг. 5). Величины K₂O/Na₂O в кремнях воронежской, джаурской и киселевской свит в среднем соответственно равны 2,8; 2,5; 1,2. Зависимость K₂O/Na₂O от Al/(Al + Fe + Mn) в силицитах Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской областей (см. фиг. 5 [8]) отражает тенденцию параллельного роста в примеси содержания аутигенного железа и фемического силикатного детрита, обогащенного Na. Величина модуля Al/(Al + Fe + Mn) находится в гиперболической зависимости от SiO₂ в породах терригенно-кремневого ряда (см. фиг. 4), часто находящихся в ритмичном переслаивании. В значительной части силицитов этот модуль ниже, чем в базальтоидах геосинклинальных комплексов. Поэтому его низкие значения в высококремневых силицитах обеспечиваются не столько фемичностью силикатной фракции, сколько высоким содержанием в примеси аутигенных минералов железа.

Уменьшение содержания глинозема и калия и рост железа и натрия в силицитах из разрезов, более удаленных от Бурейского и Ханкайского силикатных массивов, отражают уменьшение влияния континентальной суши и возрастание влияния внутригеосинклинального источника на состав примеси в формировавшихся кремневых илах, что связано с циркуляцией континентальной зональности.

В кремнях воронежской свиты содержания некоторых микроэлементов (Ga, Sn, Cu, Cr, Ni) значимо ниже, чем в кремнях джаурской и киселевской свит (см. табл. 4). Значение K_2 , равное Эл/Al_{кремней}: Эл/Al_{кремней}, используемое для сравнения содержаний элементов в примеси, показывает обедненность ее в кремнях джаурской и киселевской свит ($K_2 < 1$) В, Ti, Ag и обогащенность большинством остальных элементов ($K_2 > 1$) по сравнению с кремнями воронежской свиты:

джаурская/воронежская

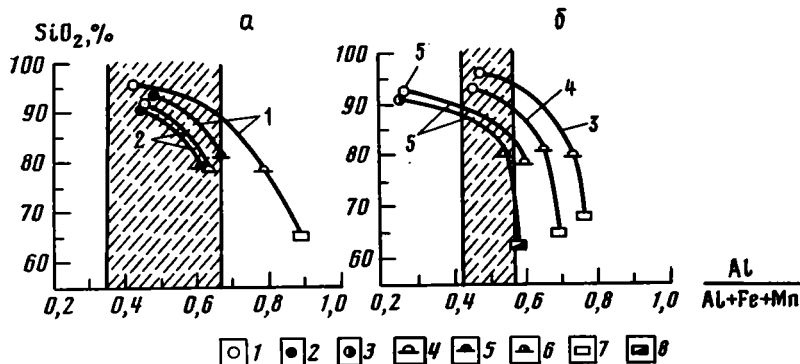
B, Ti	Mn	Ag	Fe	Cu	Ga, Co	Cr	Pb	Mo	Sn	Zn	V	Ni	P
0,5	0,6	0,9	1,1	1,15	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8	1,9	3

киселевская/воронежская

B	Zn, Ag	Ti	V, Mn, Pb	Mo	Co	Ga	Cu	Ni	P, Cr	Fe	Sn
0,5	0,7	0,8	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,7	1,9	2,4	2,8

киселевская/джаурская

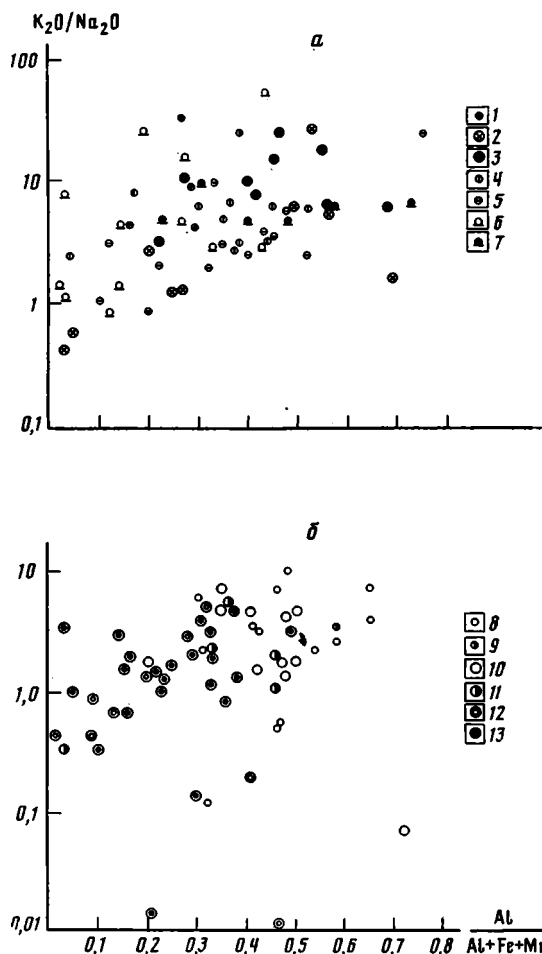
Zn	P, V	Mo, Pb, Ag	Ni	B	Co	Ga	Cu	Cr	Ti	Sn	Mn	Fe
0,4	0,6	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,8	1,9	2,2



Фиг. 4. Положение линий регрессии $Al/(Al+Fe+Mn)$ от SiO_2 в аргиллит-кремневых парагенезах триаса — нижней юры южного (а) и северного (б) Сихотэ-Алиня. Породы: 1 — кремни, 2 — фтаниты, 3 — яшмы, 4 — глинистые кремни, 5 — глинистые фтаниты, 6 — глинистые яшмы, 7 — сероцветные аргиллиты, 8 — красноцветные гематитсодержащие аргиллиты. Линии регрессии по средним составам пород из разрезов: 1 — р. Уссури, 2 — р. Рудной, 3 — с. Воронез-2, 4 — р. Джаур, 5 — с. Киселево. Заштрихованный участок — интервал значений $Al/(Al+Fe+Mn)$ в ассоциирующихся триасово-юрских вулканических породах раннегеосинклинального комплекса

В кремнях киселевской свиты по сравнению с кремнями джаурской свиты примесь содержит больше Co, Ga, Cu, Cr, Ti, Sn, Mn, Fe и меньше — Zn, P, V, Mo, Pb, Ag, Ni, B. Элементы, обогащающие примесь в кремнях киселевской свиты ($K_2 > 1$), — это в основном фемические, концентрирующиеся в базальтовом детрите, в том числе малоподвижные Fe, Ga, Cr и Ti, а также подвижные — Sn, Co и Cu; обедняющие примесь ($K_2 < 1$) — это элементы сиалических пород (Mo, Ag, Pb, Zn) и те, которые повышенно концентрируются в углеродистых силицитах (P, V, Mo, Ag, B, Pb), т. е. накопление которых могло быть обусловлено органическим веществом. Роль последнего в более прибрежных участках моря, вероятно, была выше. Изменения химического состава кремней по рассматриваемым разрезам сопряжены с аналогичными изменениями минерального и химического состава парагенетически связанных с ними терригенных пород и с общими фаціальными изменениями среднетриасово-нижнеюрских отложений. Они свидетельствуют о двойственном питании бассейна кремненакопления силикатной примесью: с сиалической суши и из внутригеосинклинального источника (базальтовых построек). Циркумконтинентальная зональность определяет меньшее поступление сиалического детрита, и большее — мафического, а также гидрогенного железа в радиоляриевый ил, накапливавшийся в большем удалении от сиалической суши.

Латеральная зональность химического состава среднетриасово-нижнеюрских силицитов установлена и в южной части области, в поле развития терригенно-кремневой фации при сравнении разрезов по правобережью р. Уссури, южнее с. Кокшаровки; и по р. Рудной в г. Дальнегорске (см. фиг. 3). В обоих разрезах кремневые толщи характеризуются сходным строением и набором литологических типов пород (кремни, фтаниты, глинистые кремни, глинистые фтаниты) и, по-видимому, близкими обстановками седиментации. Однако разрез г. Дальнегорска расположен приблизительно на 100 км восточнее разреза по р. Уссури, т. е. более удален от Ханкайского массива и других сиалических блоков, где была суша. Средние петрохимические составы каждого типа силицитов по разрезам в целом близки, исключая более высокие содержания SiO_2 в выборке кремней разреза р. Уссури. Силициты г. Дальнегорска обогащены Fe, Mg, Ca, Mn и микроэлементами по сравнению с однотипными силицитами по р. Уссури (табл. 5). Значения модуля $Al/(Al+Fe+Mn)$ в глинистых кремнях и кремнях в среднем ниже в силицитах г. Дальнегорска (см. фиг. 4). Доля сиалической кластики в примеси в силицитах г. Дальнегорска ниже, а фемического детрита, аутигенных минералов железа и сорбированных железом микроэлементов — выше, чем в одно-



Фиг. 5. Зависимость K_2O/Na_2O от $Al/(Al+Fe+Mn)$ в силицитах Сихотэ-Алиня (а — южный и центральный Сихотэ-Алинь; б — северный)
 1 — кремни (T_3), р. Садовая; 2 — кремни (T_2-3), с. Уборка — р. Огородная; 3 — фтаниты (T_2), р. Огородная; 4 — кремни (T_3), р. Журавлевка; 5 — кремни (J_1-2), с. Уборка — с. Кокшаровка; 6 — кремни (T_2-J_1), р. Большая Уссурия у с. Дальний Кут; 7 — фтаниты (T_2), р. Большая Уссурия у с. Дальний Кут; 9 — кремни, воронежская свита (T_2-J_1), с. Воронеж-2; 9 — яшмы, воронежская свита (T_2-J_1), с. Воронеж-2; 10 — кремни, джаурская свита (T_2-J_1), р. Джаур; 11 — яшмы, джаурская свита (T_2-J_1), р. Джаур; 12 — кремни, киселевская свита (T_3-J_1), с. Киселево; 13 — яшмы, киселевская свита (T_3-J_1), с. Киселево

типных породах разреза по р. Уссури. Необычно высокие содержания Rb и Zr в силицитах г. Дальнегорска, вероятно, могли быть вызваны более поздним гидротермальным или гипергенным заражением пород в районе, где развиты рудопоявления и месторождения этих металлов.

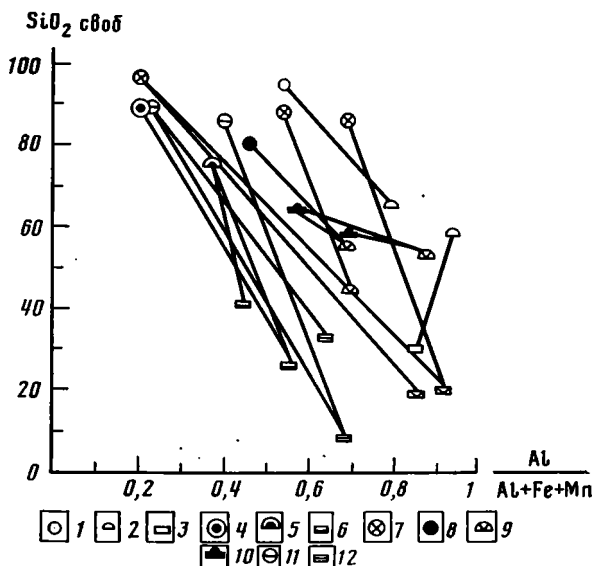
Значительная латеральная изменчивость химического состава силицитов установлена и в Монголо-Охотской области, в силур-нижнедевонских и девон-нижнекаменноугольных отложениях [9]. Меньшие значения $Al/(Al+Fe+Mn)$ и K_2O/Na_2O в силицитах из разрезов р. Тыль и о-ва Феклистова по сравнению с разрезом р. Галам (см. табл. 3) связываются с их большей удаленностью к северо-востоку от Бурейского массива. Влияние Алдано-Становой суши ослаблялось Баладекским барьером, располагавшимся вдоль северной границы геосинклинального прогиба. Одновременно с возрастанием содержаний Fe и Na и уменьшением — Al и K в восточных разрезах в силицитах увеличиваются содержания большинства микроэлементов (см. табл. 3). В Монголо-Охотской области большинство яшм развито и огобрано в разрезе р. Галам, близ-

Средний химический состав среднетриасово-нижнеюрских силицитов южного Сихотэ-Алиня

Оксиды, %; микроэлементы, 10 ⁻⁴ %	Разрезы							
	р. Уссури (южнее с. Кокшаровка)				р. Рудная (г. Дальнегорск, пос. Садовый)			
	Кремни (9/29)	Фтаниты (9/13)	Глинистые кремни (4/15)	Глинистые фтаниты (9/11)	Кремни (9/9)	Фтаниты (8/8)	Глинистые кремни (11/11)	Глинистые фтаниты (11/11)
SiO ₂	95,01	92,39	77,87	82,23	91,88	91,60	79,27	81,85
TiO ₂	0,11	0,18	0,54	0,39	0,09	0,09	0,41	0,32
Al ₂ O ₃	1,59	2,06	11,10	5,68	3,16	2,83	9,25	6,81
Fe ₂ O ₃	0,35	0,95	1,84	1,65	0,35	0,44	0,83	1,09
FeO	1,17	0,72	0,59	0,52	2,25	1,89	3,20	1,97
MgO	0,43	0,21	1,03	0,65	0,61	0,37	1,58	1,26
CaO	0,19	0,10	0,01	0,04	0,15	0,18	0,45	0,47
MnO	0,07	0,03	0,03	0,02	0,09	0,03	0,10	0,06
K ₂ O	0,32	0,64	2,29	1,10	0,39	0,56	1,56	1,63
Na ₂ O	0,15	0,07	0,07	0,12	0,07	0,07	0,25	0,13
P ₂ O ₅	0,12	0,21	0,71	0,42	0,06	0,07	0,05	0,13
П. п. п.	0,19	2,12	3,48	6,70	0,57	1,35	2,59	3,68
Сорг	0,05	1,06	0,06	2,26	0,09	0,28	0,10	1,59
Скарб	0,004	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,004	0,00
Sn	2,8	3,7	3,1	3,5	2,7	2,8	3,2	4,1
Pb	5,9	10,5	11,8	18,2	16,1	38,1	14,8	31,2
Zn	40	35	79	28	170	197	154	172
Cu	56	92	59	120	71	103	60	76
Ni	30	35	36	29	57	54	42	40
Co	6,5	5	7	3	20	17	11	5
Cr	18	41	55	84	38	50	42	63
V	31	196	119	402	45	294	80	441
B	24	61	108	211	25	38	63	41
Ag	0,13	1,48	0,04	1,76	0,23	1,15	0,15	0,78
Mo	1,4	24	2,3	70	2	20	2,3	85,5
Ga	2,4	—	7,5	—	4,7	6,5	8,7	15,7
SiO ₂ (своб.)	91,2	87,5	51,3	68,4	84,3	84,8	57,1	65,5
Fe	1,15	1,22	1,75	1,56	1,99	1,78	3,07	2,29
Al/(Al+Fe+ +Mn)	0,41	0,47	0,77	0,66	0,45	0,45	0,61	0,60
K ₂ O/Na ₂ O	2,1	9,1	32,7	9,2	5,6	8,0	6,2	12,6
Fe ²⁺ /Fe	0,79	0,45	0,26	0,26	0,88	0,83	0,81	0,67

жому к Буреинскому массиву, тогда как в более удаленных к востоку разрезах р. Тыль и о-ва Феклистова яшмы редки и преобладают кремни, составившие значительную часть общей выборки. Поэтому средние содержания Fe и микроэлементов в кремнях области выше, чем в яшмах (см. табл. 3).

Латеральные изменения химического состава силицитов Монголо-Охотской области также связаны с циркумконтинентальной зональностью, которая влияла на него больше, чем среда диагенеза (окислительная или восстановительная) или даже гидротермальная деятельность, широко проявившаяся здесь в эпохи кремненакопления [8]. Эксгальтивно-гидротермальные железные руды широко распространены в юго-западной части зоны и обычно залегают в яшмах или между подстилающими туфами и лавами базальтовых порфиров и яшмами [2]. Тем не менее яшмы и кремни этой части зоны (р. Галам) гораздо беднее железом и микроэлементами, чем в северо-восточной части (р. Тыль, о-в Феклистова), где железные руды практически отсутствуют. Как уже отмечалось [8, 9], причина слабого влияния рудных гидротерм на химический состав силицитов заключается в их кратковременности и несравненно меньшем масштабе эндогенного выноса по сравнению с биогенным кремненакоплением в этой зоне: объем руд Fe и Mn более чем в 600 раз меньше объема силицитов. Как и на Сихотэ-Алине, латеральная зональность отразилась в составе минеральной, в частности — глинистой примеси в силицитах [7], в содержаниях породообразующих окислов и микроэлементов в литологических типах кремневых пород и парagenетически связанных с ними терригенных пород [9, 16].



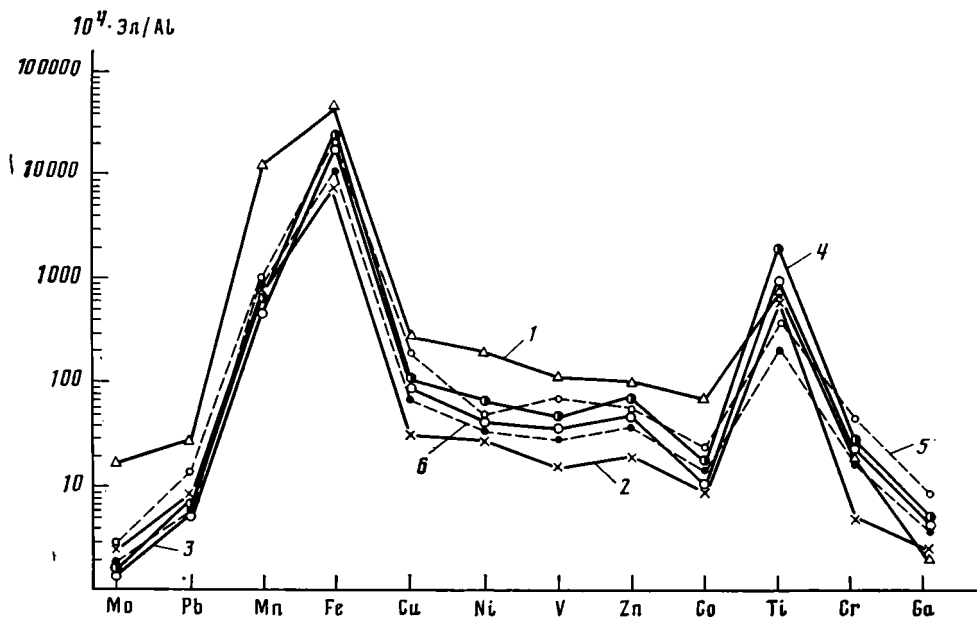
Фиг. 6. Зависимость модуля $Al/(Al+Fe+Mn)$ от SiO_2 (своб.) в смежных элементах элементарных циклитов ритмично-слоистых кремневых толщ Сихотэ-Алиния

1—3 — воронежская свита (1 — кремни, 2 — глинистые кремни, 3 — аргиллиты); 4—6 — киселевская свита (4 — яшмы, 5 — глинистые яшмы, 6 — красные аргиллиты); 7—10 — эльдовакская толща (с. Уборка — р. Огородная): 7 — кремни, 8 — фтаниты, 9 — глинистые кремни, 10 — глинистые фтаниты; 11—12 — самаркинская толща (J_1-2): 11 — кремни, 12 — аргиллиты

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРИ КОРРЕЛЯЦИИ КРЕМНЕВЫХ ТОЛЩ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

Латеральная изменчивость химического состава силицитов, установленная в Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской областях, и отмеченная также в верхнеюрских силицитах Турции [38], сходна с циркумконтинентальной зональностью, известной в современных осадках океанических бассейнов. Поэтому критерии, предложенные М. Штейнбергом и М. Мподози [37], могут быть использованы для установления относительной «пелагичности» или «близконтинентальности» кремней из разных разрезов одной толщи, особенно, если сравниваются не одни только силициты, а вся терригенно-кремневая ассоциация: аргиллит — глинистый силицит — силицит. Однако вариации модулей Fe/Al , $Al/(Al+Fe+Mn)$, и K_2O/Na_2O в силицитах каждого из сравниваемых разрезов приводят к значительному перекрытию точек на графиках и обуславливают невысокую статистическую значимость различий средних значений.

В смежных элементах циклитов, с мощностью кремневых слоев 0,5—15 см (обычно 2—6 см) и глинистых слоев — 0,2—30 мм (обычно 1—10 мм), колебания модуля $Al/(Al+Fe+Mn)$ значительны (фиг. 6) и перекрывают диапазон его значений в современных осадках, от приконтинентальных (окраинных морей, гемипелагических зон океанов) до пелагических осадков глубоководных котловин океанов и металлоносных илов срединно-океанических хребтов [37]. Литологическим и геохимическим изучением в Сихотэ-Алинской области [7, 8] выявлено, что элементарная цикличность этого рода вызвана периодическим импульсивным привносом терригенного глинистого материала в момент формирования глинистых элементов циклитов, происходившим на фоне непрерывного медленного осаждения скелетов радиолярий. В длительные промежутки времени, когда формировались кремневые слои, ничтожное количество фоновой силикатной взвеси смешивалось с соизмеримым количеством гидрогенного железа, чем обусловлены низкие зна-



Фиг. 7. Отношение средних содержаний элементов к алюминию в силицитах Сихотэ-Алиня, Монголо-Охотской области, металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия и глубоководных глинах Тихого океана
1 — металлоносные осадки (по [15]); 2 — глубоководные глины (по [39]); 3—4 — Сихотэ-Алинь (3 — кремни, 4 — яшмы); 5—6 — Монголо-Охотская область (5 — кремни, 6 — яшмы)

чения $Al/(Al+Fe+Mn)$ в этих слоях. Палеогеографические обстановки не могли кардинально изменяться с вековой или тысячелетней периодичностью, чтобы обусловить наблюдаемые в смежных элементах циклитов колебания модуля. Поэтому основным регулятором состава примеси в силицит-аргиллитовых парагенезах, влиявшим на величину $Al/(Al+Fe+Mn)$ и другие геохимические коэффициенты, было терригенное питание, режим которого мог значительно меняться во времени. Это вызывает сомнение в справедливости утверждения [10] о неизменности геохимических ассоциаций в кремневых и глинистых элементах циклитов ритмично-слоистых кремнистых пачек.

Совокупное влияние циркумконтинентальной зональности и цикличности седиментации на химический состав кремневых пород значительно ограничивает возможности использования геохимических данных для стратиграфической корреляции «немых» кремневых толщ. Парагенезы элементов могут быть сходными в разных толщах и различаться в одной толще в зависимости от удаленности источников вещества примеси от мест седиментации, режима его поступления и палеогеографических обстановок седиментации.

Кремневые толщи Сихотэ-Алиня, Монголо-Охотской области и многих других фанерозойских складчатых областей накапливались в близконтинентальных бассейнах: окраинных морях, глубоководных желобах и межостроводужных котловинах, на континентальных склонах и прилегающей части абиссальной равнины океанов или в «молодых океанах» типа Калифорнийского залива [8, 25, 34]. В этих обстановках толщи радиоляриевых силицитов могли сформироваться при крайне низком поступлении терригенного материала. В среднем — позднем триасе и ранней юре, когда отлагались наиболее мощные кремневые толщи Сихотэ-Алиня, Сахалина, Японии, на сопредельной суше: Буреинском и Ханкайском массивах, в Монголии, на Алданском щите и в других местах формировались зрелые площадные каолиновые коры выветривания и длительно существовал пенеплен [17, 18, 22]. Структура речного стока отличалась от современного стока в окраинные моря меньшим выно-

сом твердых и растворенных веществ при относительно большей роли растворов и коллоидов. По-видимому, это и сказалось на обогащении примеси в силицитах гидрогенным железом и микроэлементами, тем самым как бы приблизив древние близконтинентальные обстановки к современным пелагическим.

Тем не менее можно видеть и отличия от современных пелагических илов. Сравнение величин Эл/А1 в кремневых породах Сихотэ-Алиня и Монголо-Охотской области с глубокоководными красными глинами и металлоносными осадками Тихого океана показывает близость химических составов примеси в силицитах обеих областей и их большее, чем в глубокоководных глинах, и меньшее, чем в металлоносных осадках, обогащение Fe, Cu, Ni, V, Zn и Co (фиг. 7). Малоподвижные элементы Ga и Cr (а на Сихотэ-Алине и Ti) в силицитах содержатся в примеси больше, чем в глинах и металлоносных илах, тогда как Mn, Mo и Pb, наоборот, обогащают пелагические глины и особенно металлоносные осадки. Эти отличия связываются с близконтинентальной обстановкой накопления кремней и яшм обеих областей в эпохи ослабленного поступления терригенного обломочного материала с суши и как следствие — близконтинентальности — недостаточно развитой дифференциацией малоподвижных и подвижных элементов в силицитах.

Цикличность геологических процессов не в меньшей степени, чем размеры бассейнов, могла влиять на структуру речного стока и геохимические характеристики взвеси, а соответственно на состав примеси в кремневых илах. Это ограничивает возможности актуалистического применения геохимических критериев для палеогеографических и палеотектонических реконструкций в складчатых областях. Их использование с этой целью возможно при сравнении толщ, сформировавшихся в одну и ту же эпоху и в одном и том же бассейне.

Литература

1. Анкинович С. Г., Анкинович Е. А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане//Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 356—376.
2. Архипов Г. И., Панских Е. А. Базальтоидный магматизм и железнакопление в Джагдинской геосинклинали//Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 56—67.
3. Бурый Г. И. Триасовые конодонты в кремнистых толщах Сихотэ-Алиня//Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 100—104.
4. Вишневецкая В. С. Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984. 119 с.
5. Волков И. И., Фомина Л. С. Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом//Литология и полез. ископаемые. 1971. № 6. С. 3—15.
6. Волков И. И. Химические элементы в речном стоке и формы их поступления в море//Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 85—113.
7. Волохин Ю. Г. Глинистые минералы геосинклинальных кремнистых пород палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока//Геохимия и петрохимия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 76—99.
8. Волохин Ю. Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1985. 206 с.
9. Говоров И. Н., Михайлов М. А., Волохин Ю. Г. и др. Геохимические особенности осадков рифтовых зон//Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 145—157.
10. Кондитерова В. Н., Доминиковская Т. В., Сорокин В. Ф., Петровский А. Д. Геологическая съемка в районах развития кремнистых образований. Л.: Недра, 1981. 141 с.
11. Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Х. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главнейших рек СССР//Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 72—87.
12. Лисицына Н. А. Геохимия коры выветривания основных пород//Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 5—47.
13. Лубченко И. Ю., Белова И. В. Миграция элементов в речных водах//Литология и полез. ископаемые. 1973. № 2. С. 23—29.
14. Мазарович А. О. Тектоническое развитие южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 102 с.

15. Мигдисов А. А., Богданов Ю. А., Лисицын А. П. и др. Геохимия металлоносных осадков//Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 122—200.
16. Михайлов М. А., Волохин Ю. Г. Петрохимический состав песчаников палеозоя восточной части Монголо-Охотской складчатой области//Геология окраин континентов. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 72—74.
17. Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
18. Петров В. П. Древняя кора выветривания и реликтовые плоскости выравнивания в Монголии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 2. С. 87—98.
19. Практическая стратиграфия/Под ред. Никитиной И. Ф., Жамойды А. И. Л.: Недра, 1984. 320 с.
20. Смирнов Б. И. Корреляционные методы при парагенетическом анализе. М.: Недра, 1981. 175 с.
21. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
22. Тащилин В. А. Кора выветривания Приморья: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ИГЕМ, 1969. 24 с.
23. Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого//Тр. ГИН АН СССР. 1968. Вып. 196. С. 9—136.
24. Хворова И. В., Золотарев Б. П., Гусарева А. И. Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала//Литология и полез. ископаемые. 1972. № 6. С. 26—41.
25. Хворова И. В. Эвгеосинклинальное кремненакопление и его отличие от океанического//Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана//Междунар. геол. конгресс. 26-я сессия. Докл. сов. геологов. Л.: Недра, 1980. С. 92—96.
26. Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 275 с.
27. Юдович Я. Э. Геохимия ископаемых углей//Л.: Наука, 1978. 259 с.
28. Юдович Я. Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
29. Baltuck M. Provenance and distribution of Tethyan pelagic and hemipelagic siliceous sediments. Pindos Mountains, Greece//Sedimentary Geology. 1982. V. 31. № 1. P. 63—88.
30. Boström K., Peterson M. N., Joensuu O., Fisher D. The origin of aluminium poor ferromanganous sediments in areas of high heat flow in the East-Pacific Rise//Marine Geol. 1969. № 7. P. 427—447.
31. Boström K., Kraemer T., Gartner S. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments//Chem. Geol. 1973. V. 11. P. 123—148.
32. Cressman E. R. Data of geochemistry: nondetrital siliceous sediments.//U. S. Geol. Prof. Paper. 1962. T. 440. P. 1—22.
33. Hein J. R., Kuipers E. P., Denyer P., Sliney R. E. Petrology and geochemistry of cretaceous and paleogene cherts from western Costa Rica//Siliceous deposits in the Pacific region. Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier, 1983. P. 143—174.
34. Hein J. R., Karl S. M. Comparisons between open-ocean and continental margin chert sequences//Siliceous deposits in the Pacific region. Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier, 1983. P. 25—43.
35. Martin J. H., Knaeur G. A. The elemental composition of plancton//Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 1639—1653.
36. Rangin C., Steinberg M., Bonnot-Courtois Ch. Geochemistry of Central Baja California (Vizcaino-Cedros-San Benito): implication for palaeogeographic reconstruction of an old oceanic basin//Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. V. 54. № 2. P. 313—322.
37. Steinberg M., Mpodozis M. C. Classification géochimique des radiolarites et des sédiments siliceux océaniques, signification paléocéanographique//Oceanologica acta. 1978. V. 1. № 3. P. 359—367.
38. Steinberg M., Bonnot-Courtois C., Tlig S. Geochemical contribution to the understanding of bedded chert//Siliceous deposits in Pacific region. Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier, 1983. P. 193—210.
39. Turekian K., Wedepohl K. H. Distribution of the trace elements in some major units of the Earth's crust//Bull. Geol. Soc. America. 1961. V. 72. № 2. P. 175—191.
40. Wachs D., Hein J. R. Petrography and diagenesis of Franciscan limestones//J. Sediment. Petrol. 1974. V. 44. № 4. P. 1217—1231.

Дальневосточный геологический
институт ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию
13.I 1986

549.755 : 574.6

В ДОПОЛНЕНИЕ К ВОПРОСУ О ЗНАЧЕНИИ БИОГЕННОГО ФАКТОРА В ОБРАЗОВАНИИ ФОСФОРИТОВ

ШАБАНИНА Н. В.

На примере среднеэоценовых зернистых фосфоритов Центральных Кызылкумов показано, что преобладающая часть фосфатных образований является фосфатизированными органическими остатками и продуктами их жизнедеятельности. Морфоструктурные особенности фосфатных компонентов обусловлены морфологическими формами организмов.

Вопрос о значении биогенного фактора и жизнедеятельности организмов в образовании фосфоритов неоднократно обсуждался в литературе. Автор считает возможным обратиться к нему вновь в связи с данными, полученными в результате изучения вещественного состава среднеэоценовых зернистых фосфоритов Центральных Кызылкумов, исследованных в многочисленных работах [4, 14—16, 21, 22, 25, 28, 30].

Зернистые фосфориты Центральных Кызылкумов — это своеобразные природные образования: скопления огромного количества фосфатизированных остатков разнообразных беспозвоночных — фораминифер, пелеципод, гастропод, червей, иглокожих, остракод и др. с подчиненным количеством костного детрита позвоночных в виде чешуи, зубов, позвонков, обломков различных костей и копролитов. Они сконцентрированы главным образом в двух промышленных (I и II) пластах средней мощности соответственно 0,6 и 0,9 м, приуроченных к глинисто-мергельной толще среднего эоцена. Кроме них в эоценовых отложениях присутствуют еще четыре маломощных (0,05—0,3 м) пласта фосфоритов — «базальный», «нулевой», III, IV. Пласты, имеющие горизонтальное или слабонаклонное залегание и площадное развитие, распространены на территории Центральных Кызылкумов в нескольких мезо-кайнозойских синклинальных структурах, ограниченных палеозойскими поднятиями.

Автором с целью детального изучения минералого-петрографических особенностей зернистых фосфоритов обработано более 2000 образцов фосфоритов и вмещающих пород с применением комплекса методов (изучение шлифов, шлифов, иммерсионных препаратов, размыв фосфоритов, рассев на ситах, изучение фракций, моноотбор). В результате изучения выявлено следующее.

1. Полезный компонент пород — фторкарбонатапатит сосредоточен главным образом в зернистой части пород, представленной фосфатными биоморфозами (замещения и выполнения) вышеперечисленных беспозвоночных, среди которых преобладают фораминиферы.

2. В шлифах прослеживаются все стадии замещения их фосфатом — от начальной до полной.

3. Костный детрит позвоночных и копролиты являются постоянным и обязательным компонентом фосфатного зернистого материала фосфоритов (10—25%).

4. Фосфатные биоморфозы содержат обильный карбонатный нанопланктон, некоторая часть которого замещена фосфатом. Нанопланктон составляет большую часть глинисто-известкового пелитоморфного цемента фосфоритов, а также наряду с фораминиферами является породообразующей карбонатной составляющей глинисто-мергельных пород, вмещающих фосфориты.

5. Комплекс органических остатков в фосфоритах и вмещающих породах представляет пищевую цепь: нанопланктон — простейшие (мол-

люски и т. д.) позвоночные, что позволяет судить о высокой биологической продуктивности территории фосфоритообразования.

6. Различные другие фосфатные компоненты (оолиты, псевдооолиты, желваки) составляют не более 10—15% от общего количества фосфатных образований. Кроме того, присутствуют компоненты (от нескольких до 15—20%), которые не имеют характерных признаков биоморфоз, структуры оолитов и т. д. и могут быть определены как фосфатные «зерна». Как показало изучение под бинокляром, в шлифах и иммерсионных препаратах, большая часть их представляет собой обломки вышеупомянутых биоморфоз, потерявших характерные признаки в результате разламывания и окатывания. Впервые подобный вывод о происхождении фосфатных «зерен» в зернистых среднеэоценовых фосфоритах юго-западных отрогов Гиссарского хребта сделан Ш. Жураевым [13]. Часть «зерен» имеет копрогенное происхождение; в «зерна» превращены полностью фосфатизированные раковины фораминифер. В разной степени фосфатизированные органические остатки (фораминиферы, реже другие) являются ядрами большинства оолитов; в большом количестве содержатся они и в желваках, которые имеют органогенную и реликтов-органогенную структуру.

По данным исследователей, изучавших фосфориты других районов Средней Азии, начиная с 30-х годов (работы К. С. Андрианова, Б. А. Петрушевского и др.) до настоящего времени (работы В. Я. Ильяшенко, Ш. Жураева, В. В. Олейника, Н. П. Петрова, М. Джанобилова и др.), фосфатизированные остатки различных организмов всегда присутствуют наряду с желваками и зернами в мел-палеогеновых фосфоритах; они являются также постоянными компонентами мел-палеогеновых зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции (работы В. И. Покрышкина и др.). Различие компонентного состава фосфатного зернистого материала аравийско-африканских и центральнокызылкумских зернистых фосфоритов выражается лишь в количественном соотношении явных органических остатков (биоморфоз) и «зерен».

Присутствие разнообразных фосфатизированных органических остатков в микрозернистых (и афанитовых) фосфоритах Каратау, Джорджин, Скалистых гор, Хубсугула, Алтае-Саян отмечено изучавшими их многочисленными исследователями. Среди них встречаются радиолярии, губки, диатомеи, брахиоподы, птероподы, остракоды, хиолиты, головоногие, конодонты, фораминиферы, криноидеи, копролиты, «копрогенные образования», ходы илоедов и т. д. В фосфоритах обнаружены известковые водоросли: *Collenia* в Китае (р-н Синань) и *Oncolites* в Каратау [6]. Автором данной статьи в шлифах фосфоритов из Каратау (Джанатас, Аксай) и Хубсугула¹ наблюдались фосфатные образования, имеющие признаки органогенного происхождения; структура некоторых фосфоритов из месторождений Хубсугул, Цаганнур и Ухагол чрезвычайно напоминает водоросли *Epiphiton* [18], причем фосфатны как «веточки», так и пространство между ними: встречались также структуры, подобные водорослям.

В фосфоритах различных районов мира выделены разности, состоящие преимущественно из органогенных остатков. Так, П. Л. Безруковым [3] в Каратау описаны «органогенные фосфориты» с обилием вытянутых зерен, сфер, палочек, представляющих собой фосфатизированные остатки водорослей и каких-то других микроорганизмов, а А. М. Тушиной, а также в Каратау, органоморфные фосфориты, состоящие из обломков фосфатных раковин [29]. У Г. И. Бушинского [7] упоминаются пласты фосфоритов, значительно обогащенные фосфатизированными органическими остатками.

Разнообразие фосфатизированных органических остатков в фосфоритах различных районов мира подробно освещено Г. И. Бушинским [6] и А. И. Смирновым [23]. Имеются описания отдельных необычных форм фосфатных образований. Так, Л. П. Безруковым обнаружены своеобраз-

¹ Коллекция Среднеазиатской опытно-методической партии (филиал ВНИИГЕОЛ-НЕРУД'а, Ташкент)

ные «грибовидные» фосфориты, встреченные на горе Джетым-Тал (Каратау). Они состоят из цилиндрических стяжений, ориентированных перпендикулярно к плоскостям наложения и заключенных в обычный пластовый фосфорит. Диаметр стяжений 0,5—1,5 см, высота достигает 4—5 см, на поверхности пласта они выделяются в виде бугорков с концентрически-скорлуповатым строением [3]. Автор называет их особой разновидностью, промежуточной между пластовыми и конкреционными фосфоритами. По В. П. Маслову [18], подобные формы характерны для некоторых водорослей, а также строматопоридей. Г. И. Бушинским [6] в районе Синань выделен «ленточно-слоистый» тип фосфорита: слои фосфорита имеют толщину обычно 0,4—0,7 мм, иногда до 15 см, а их протяженность в поперечных разрезах колеблется от 3 см до 3 м и, вероятно, более. Толщина слоя обычно постоянная и только у места выклинивания резко уменьшается. Слои, по-видимому, являются пластообразными конкрециями, похожими на блины, в плане они неправильные, площадью от нескольких сантиметров до многих метров, с дырками. Г. И. Бушинский предположил, что это «пластообразные конкреции». По В. П. Маслову [18], подобные морфологические структуры могут быть образованы отдельными видами зоо- и фитоорганизмов, например некоторыми водорослями, гидроидными полипами, строматопорами и др. Имеются и другие примеры подобных описаний. Таким образом, вероятно, описаны фосфатизированные органогенные постройки или их части.

Среди зернистых фосфоритов Центральных Кызылкумов встречаются оолитовые разности, в которых ядрами фосфатных оолитов являются полностью фосфатизированные раковины фораминифер; структура этих фосфоритов совершенно аналогична структуре оолитовых разностей Каратау. Не исключено, что ядрами каратауских оолитов могли служить органические остатки. Для некоторых из них это было отмечено ранее [3, 29].

В настоящее время установлены [10] основные геологические закономерности размещения зернистых и микрозернистых фосфоритов — стратиграфические, тектонические, литологические, палеогеографические и геохимические, из которых следует, что условия образования данных типов фосфоритов имеют много общего. Установлено, в частности, что залежи зернистых и микрозернистых (и афанитовых) фосфоритов приурочены к мелководным участкам (шельфам), являющимся в настоящее время и в прошлом зонами наивысшей биологической продуктивности [18].

Известно [10 и др.], что имеет место тесный парагенез зернистых, микрозернистых (и афанитовых) фосфоритов с карбонатными и кремнистыми породами — фосфоритовые пласты, прослой, линзы заключены среди карбонатных и кремнистых пород и содержат карбонаты и кремнезем в различных количествах и морфологических формах. Относительно центральнокызылкумских зернистых фосфоритов можно отметить следующее: среди вмещающих зернистые фосфориты пород преобладают глинисто-карбонатные породы с карбонатной составляющей органогенного происхождения — фораминиферо-нанопланктонные мергели; 60—80% всех фосфатных компонентов составляют фосфатизированные раковины фораминифер — основные, наряду с нанопланктоном, породообразующие организмы вмещающих пород.

Связь между фосфатизированными организмами (диатомеями, фораминиферами), присутствующими в различных фосфатных компонентах (стяжениях, зернах, сгустках, желваках, копролитах) и вмещающими их породами (диатомовыми, фораминиферовыми и фораминиферо-нанопланктонными илами), отмечена в фосфоритах современного, верхнечетвертичного и, возможно, дочетвертичного возраста на шельфах Юго-Западной Африки и Чили — Перу [2].

Для кремнистых пород многих месторождений микрозернистых (и афанитовых) фосфоритов установлено органогенное происхождение (Каратау, Фосфория, Китай и др.). Что касается карбонатных пород

фосфоритоносных серий, то об их органогенном происхождении имеется достаточно много данных. Н. Г. Бродской и В. Н. Холодовым [5] в толще доломитов фосфоритоносной серии Каратау, начиная с малокаройской свиты и кончая кровлей фосфоритоносной свиты, обнаружены водоросли; среди них — напоминающие *Girvanella* или *Gumnasolen altus Semikh*, а также многочисленные и разнообразные колонии строматолитов в виде ветвистых столбиков (*Linella*), куполов, караваеобразных с тонким concentрическим строением и т. д. Встречены обильные онколиты, иногда хиолиты родов *Hiolithellus* и *Orthothella*. Все это позволило авторам сделать вывод о первично-биогенном (рифогенном) происхождении пород толщи. В работе авторы указывают на исследования С. Д. Левиной, Ю. В. Миртова и др., отметивших приуроченность фосфоритов к зонам развития строматолитовых и рифогенных известняков в различных районах страны. Тесную связь фосфоритов Горной Шории с водорослевыми доломитами отмечает Г. И. Спандерашвили [27]. Фацию доломитов представляют собой фосфориты района Синань [6]. Изобилуют остатками водорослей и кембро-рифейские фосфоритоносные свиты Сибири [11]. В горах Кокпатас (Центральные Кызылкумы) в линзах докембрийских доломитов были найдены обломки фосфоритов, сложенных фосфатизированными синезелеными водорослями *Palaemic rosysis* cf *kairasensis* [1].

Отсюда можно заключить, что, вероятно, все карбонатные породы фоссерий различных фосфоритоносных бассейнов имеют органогенное происхождение, о котором пока не всегда имеются данные или следы которого скрыты перекристаллизацией. Иначе говоря, фосфориты образуются и располагаются среди пород, для возникновения которых необходима интенсивная органическая жизнь и вполне вероятна, как и в случае центральнокызылкумских и шельфовых фосфоритов, отмеченная выше связь между пороодообразующими организмами вмещающих фосфоритовые пласты пород и фосфатными компонентами фосфоритов.

К настоящему времени в многочисленных работах как отечественных, так и зарубежных геологов-фосфатчиков высказано исключительно большое число предположений и утверждений о происхождении тех или иных морфоструктурных разновидностей фосфатных образований путем фосфатизации различных фито- и зоогенных организмов. Перечислим некоторые из них. Так, читаем у Г. И. Бушинского [6]: «Брегер в 1911 г. считал, что фосфатные «зерна» образовывались путем фосфатизации фораминифер или бактериальных колоний, перекатывающихся по дну» (с. 32). Американский геолог Г. Д. Эми, изучавший фосфориты Фосфории, сделал вывод, «что все пеллеты и даже оолиты представляют собой фосфатизированные первично кальцитовые органические остатки». Г. И. Бушинский, Е. Р. Крессман и Р. В. Свансон считают пеллеты Фосфории (овули, зерна) фосфатизированными копролитами мелких морских животных; эта идея была высказана еще в 1912 г. Я. В. Самойловым. Материалы изучения зернистых фосфоритов Центральных Кызылкумов также совершенно однозначно свидетельствуют в пользу вывода о происхождении фосфатных компонентов путем фосфатизации органических остатков.

О связи фосфоритов с водорослями упоминалось выше. Разнообразие образуемых водорослями морфологических форм часто достаточно хорошо соотносится с формами фосфата в некоторых фосфоритах. Водоросли образуют [19, 20]: сетки, желвачки, наросты, корочки, нарастающие друг на друга или клубкообразно наслаивающиеся; стяжения в виде бугорков, нити, клубки нитей, пластины, стоящие стебли, членистые кустики. Жгутиковые водоросли образуют пластовые залежи, обволакивают неровности дна или выступающих на нем предметов (биогермные выступы) с одновременным закреплением этих предметов в одно целое. Багряные водоросли образуют бугристые и корковые формы, желваки; желваки иногда образуются навиванием нити вокруг какого-либо обломка; иногда объединение нескольких клеток в общей слизи создает колонии в форме шара, эллипсоида и т. д. Строматолиты образуют тонкую

(1 мм и менее) слоистость. Многие онколиты и желваки имеют оолитовое строение, для некоторых характерна угловатая или вытянутая форма, другие состоят из нескольких пузырьков правильной округлой формы и т. д. [12]. В шлифах микрозернистых и афанитовых фосфоритов из некоторых месторождений Каратау, Хубсугула, Цаганнура, Ухагола и др. наблюдаются фосфатные образования, аналогичные по структуре многим из вышеперечисленных морфологических разновидностей водорослей (оолиты, слойки, желвачки), оолитоподобные, угловатые, веточкообразные формы и т. д.

В последние годы обнаружены разнообразные остатки организмов (в том числе микроорганизмов и *Metasoa*) в «немых» толщах и выявлено (в результате океанологических исследований) органогенное происхождение многих карбонатных и кремнистых пород различного возраста — от очень древних до современных; граница органической жизни в настоящее время отодвинута на 4,25 млрд. лет [26], т. е. фосфориты, даже самые древние, образовывались не только не в безжизненных, но в изобилующих жизнью водоемах.

Принимая во внимание мощности карбонатных пород и продолжительность времени фосфоритообразования в древних фосфоритах, можно полагать, что жизнь в древних водоемах протекала исключительно интенсивно, карбонато- и кремненакопление было длительным, при этом сменялись и заменялись бесчисленные поколения организмов.

* * *

Вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Фосфатные компоненты — формы обособления фосфатного вещества — зернистых и микрозернистых (и афанитовых) фосфоритов являются в своей первооснове фосфатизированными органическими остатками и продуктами их жизнедеятельности.

2. Формы и размеры обособлений (морфоструктурные различия) фосфатного вещества определяются морфологией фосфатизированных органических остатков — раковин, створок, ядер, трубочек (червей), отдельных элементов водорослей, водорослевых построек или их частей и т. д.

3. Эти органические остатки характеризуются исключительным разнообразием, но во временных интервалах и на определенных площадях наиболее распространены пороодообразующие виды организмов в соответствии с биологической эволюцией жизни на Земле и пространственными биоценозами. Среди них в фосфоритах рифей-вендского возраста резко доминируют водоросли, поскольку: ни одно из стратиграфических подразделений докембрия не характеризуется столь грандиозным распространением разнообразных пороодообразующих строматолитов и микрофитолитов, как рифей [26]. Позже получили широкое распространение многочисленные другие кремнистые и известковые фито- и зооорганизмы.

Поскольку в упомянутых выше фосфоритах различных возрастных интервалов присутствуют разнообразные перечисленные выше органические остатки — от простейших (водоросли, фораминиферы) до организмов более высоких ступеней эволюционного развития, то не могли не существовать и бактерии (микроорганизмы), находящиеся на гораздо более низкой ступени развития, которые из-за отсутствия скелетных образований и микроскопических размеров являлись долгое время объектами, ускользающими от наблюдений, и в настоящее время мало изучены.

Существование бактерий и микроорганизмов в связи с фосфоритообразованием предполагалось многими исследователями [8, 9, 17, 24 и др.]. В обобщенном виде их выводы таковы: процессы образования фосфата связаны с деятельностью бактерий; в некоторых фосфоритах (Каратау) наблюдаются структуры микробиогенного характера и тельца коккобациллярной формы; фосфатные комочки и зерна могут быть продуктами жизнедеятельности микроорганизмов или их тельцами, за-

мещенными фосфатом; существуют группы микроорганизмов, способных осаждать фосфат внутри клеток или в межклеточной жидкости. Г. И. Спандерашвили [27] считает, что о микробиогенном характере фосфоритов Горной Шории в некоторой степени свидетельствуют дендритовидные формы фосфатного вещества, напоминающие цепочки, сложенные клетками бактерий. По мнению отдельных исследователей, продуктами жизнедеятельности бактерий могут быть также оолиты [29].

4. Значительное распространение в фосфоритах имеют также фосфатизированные копролиты как древних беспозвоночных (известных и, возможно, несохранившихся бесскелетных), а позже и позвоночных животных. Мысль о том, что копролиты по количеству и массе часто превосходят производящие их организмы, если учесть длительность жизни последних, не раз высказывалась различными авторами. Обилие их указывает на непрерывность и интенсивность жизнедеятельности.

5. В образовании фосфатных компонентов главнейшее значение имел процесс замещения органических остатков и продуктов их жизнедеятельности фосфатом в среде повышенной концентрации фосфора (вопрос об источнике фосфора не рассматривается).

Не исключено, что в процессе фосфатизации определенная роль принадлежала компонентам, присущим непосредственно организмам — их секреторным, ферментным и гормональным веществам. Не может быть исключено и участие микроорганизмов, тем более что за последнее время оно является установленным фактом в процессе образования некоторых минералов и минеральных ассоциаций (серы, гидроокислов марганца, болотных железных руд, бокситов, ярозита; по результатам океанологических исследований — сульфидов железа и т. д.).

6. Фосфатизации подвергались главным образом скелетные части организмов. Что касается «мягких тканей» — студенистых тел, клеток бактерий, слизи водорослей, то здесь, возможно, имело место два процесса: а) образование фосфатного вещества в средах, соответствующих объемам разложившихся тканей (с сохранением их органической составляющей) и б) непосредственное замещение их. На замещение «мягких тканей» организмов указывает А. И. Смирнов [23].

Таким образом, избыток поступающего в бассейн (или его зоны) фосфора проявляется в двух процессах — развитии зон высокой биологической продуктивности и в фосфатизации составляющих ее организмов после их отмирания (гибели).

7. Общность органогенных остатков в фосфоритах можно рассматривать как соответствующие временные и территориальные биоценозы.

8. «Неузнаваемость» (неопределимость) биоморфного образования фосфатных компонентов обусловили следующие факторы: а) разрушение (разламывание, размыв, оползание и т. д.) осадка, в котором происходила фосфатизация, на разных стадиях его литификации; б) гидродинамическая деятельность (окапывание, концентрация, рассеивание); в) диа- и катагенетические преобразования, раскристаллизация фосфатного вещества — от слабой микрополяризации до образования микрозернистых кристаллов апатита или их агрегатов и др.; г) реакционные взаимоотношения фосфата с цементирующим материалом; д) степень замещения фосфатом — от начальной до полной и т. д. Вышеперечисленные факторы проявлялись, вероятно, в различной степени — от очень слабой до значительной.

Одной из причин «неузнаваемости» происхождения фосфатных компонентов путем замещения фосфатом организмов, в частности некоторых водорослей, может быть недостаточность изучения фосфоритов, особенно древних, в обычных шлифах (как и для изучения водорослевых пород). Из-за случайности срезов в шлифах значительное количество фосфатных образований различных форм выглядит округлыми, овальными или удлиненно-овальными «зернами». Так, при изучении центральнокавказских фосфоритов были изготовлены искусственные шлифы из специально отобранных под бинокулярном различных биоморфоз хорошей

сохранности; подавляющая часть в шлифах выглядела «зернами» вышеуказанных форм.

Таким образом, фосфориты — это запечатленная в осадках жизнь. Их еще в 1929 г. Я. В. Самойлов назвал биолитами.

Литература

1. Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р. Новые данные о возрасте кокпатаасской свиты Букантау (Центральные Кызылкумы)//Узб. геол. журн. 1967. № 5. С. 82.
2. Батулин Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 232 с.
3. Безруков П. Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геологопоисковых работ//Фосфориты Каратау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1948. С. 3—66.
4. Бойко В. С., Шабанина Н. В., Ильяшенко В. Я. Петрографическая характеристика зернистых фосфоритов Средней Азии//Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Недра, 1974. С. 158—164.
5. Бродская Н. Г., Холодов В. Н. О возможности рифогенного происхождения доломитов фосфоритоносной толщи Малого Каратау//Докл. АН СССР. 1965. Т. 165. № 6. С. 1365—1368.
6. Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 157 с.
7. Бушинский Г. И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 104 с.
8. Володин А. Г. Об одной малоизученной, но важной группе ископаемых организмов//Докл. АН СССР. 1945. Т. 49. № 9. С. 698—701.
9. Володин А. Г. Геологическая деятельность микроорганизмов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 3. С. 19—38.
10. Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков. М.: Наука, 1980. 247 с.
11. Еганов Е. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 228 с.
12. Журавлева З. А. Распределение онколитов в рифогенных отложениях Южного Урала//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 2. С. 38—55.
13. Жураев Ш. Об образованиях фосфатных зерен в алайских отложениях юго-западных отрогов Гиссарского хребта//Докл. АН УзССР. 1970. № 1. С. 40—42.
14. Ибайдуллаев. О новых типах фосфоритовых проявлений в палеогеновых отложениях Кызылкумов//Узб. геол. журн. 1968. № 3. С. 24—29.
15. Ибайдуллаев Н. Вещественный состав и генезис фосфоритов палеогена Кызылкумов//Узб. геол. журн. 1972. № 6. С. 59—61.
16. Ильяшенко В. Я. Промышленно-генетическая классификация месторождений фосфоритов центральной части Средней Азии//Узб. геол. журн. 1980. № 1. С. 78—83.
17. Кассин Н. Г. Фосфориты севера Вятской губернии//Вестн. геокомитета. 1925. № 5. С. 13—18.
18. Маслов В. П. Атлас породообразующих организмов. М.: Наука, 1973. 267 с.
19. Маслов В. П. Строматолиты. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 186 с.
20. Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 300 с.
21. Покрышкин В. И., Бойко В. С., Ильяшенко В. Я. Закономерности размещения зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 6. С. 102—119.
22. Попов В. С. Характерные черты зернистых фосфоритов Кызылкумского бассейна//Узб. геол. журн. 1981. № 6. С. 52—59.
23. Смирнов А. И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М.: Недра, 1972. 96 с.
24. Соколов В. А., Машкара И. И. О микростроении и генезисе фосфоритов Каратау//Пробл. сов. геологии. 1938. № 7. С. 90—93.
25. Соколов С. И., Фатхуллаев Г., Ибайдуллаев Н. Палеогеновые зернистые фосфориты Центральных Кызылкумов//Генетические типы и оценка перспектив нерудных полезных ископаемых Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1977. С. 22—37.
26. Соколов Б. С. Органический мир земли на пути к фанерозойской дифференциации//Вестн. АН СССР. 1976. № 1. С. 126—143.
27. Спандерашвили Г. И. Фосфориты Горной Шории//Фосфориты Западной Сибири. М.: Недра, 1965. С. 14—56.
28. Шабанина Н. В., Бойко В. С., Журавлев Ю. П. Результаты петрографического изучения среднеэоценовых зернистых фосфоритов Центральных Кызылкумов//Узб. геол. журн. 1982. № 4. С. 76—78.
29. Тушина А. М. О фосфатных оолитах и сферолитах в фосфоритах Каратау//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1960. Ч. 89. Вып. 1. С. 46—51.
30. Эгамбердыев М. Новые фосфоритовые горизонты в верхнемеловых и палеогеновых осадочных формированиях гор Ауминзатау (Кызылкумы)//Работы аспирантов. Отд. техн. и геол.-хим. наук. Вып. 1. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958. С. 153—164.

Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых, Казань

Поступила в редакцию
12.V.1986

УДК 553.44(571.53)

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ СТРАТИФОРМНОГО
СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
И НЕФТЕПРОДУЦИРУЮЩИХ ТОЛЩ
(НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ)**

ПАВЛОВ Д. И., ГАЛЯМОВ А. Л.

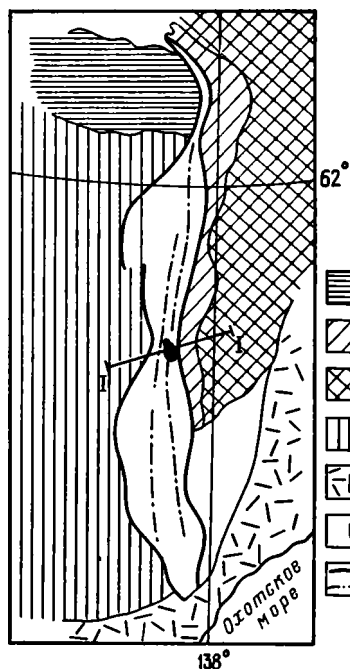
На примере Южного Верхоянья охарактеризованы пространственно-временные соотношения стратиформного свинцово-цинкового оруденения и нефтепродуцирующих толщ. Доказывается, что происхождение рудообразующих растворов оруденения такого типа не может правильно интерпретироваться без учета их катагенной составляющей. Значимость последней обуславливает геологическую сопряженность процессов формирования стратиформных свинцово-цинковых и нефтяных месторождений.

В работах [11, 16—19, 26, 27], в частности, обосновывается металлогеническая значимость катагенных рудопродуцирующих систем, особенно сказывающаяся в краевых частях нефтегазоносных бассейнов. Именно здесь преимущественно локализовано оруденение рассматриваемого типа [21] и сосредоточена длительная импульсная разгрузка генерированных на гипсометрически более глубоких уровнях разреза термальных растворов, несущих растворенное органическое вещество и металлы. При соблюдении гидродинамических, геохимических и ряда других предпосылок те же растворы, по происхождению катагенные (термодегидратационные), а также седиментогенные, могли обусловить нефтенакопление, что объясняет геологическую сопряженность процессов формирования нефтяных и рудных месторождений в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов.

Ниже мы остановимся на пространственных и временных соотношениях стратиформного свинцово-цинкового оруденения Южного Верхоянья с нефтепродуцирующими толщами. Главное оруденение региона (месторождения Сардана, Уруй, Перевальное) и многочисленные рудопроявления локализованы в доломитизированных карбонатных толщах венда Майско-Кыллахской структурно-формационной зоны, расположенной в зоне сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области (фиг. 1).

Первичные, т. е. не переотложенные и менее других перекристаллизованные, руды имеют существенно сфалеритовый состав; по данным многих исследователей они сформированы в ходе осадочно-диагенетических процессов. Переотложение руд, сопровождавшееся возрастанием относительной роли галенита, происходило при температурах 200—380°С [24]. На подстилающих уровнях распространены многочисленные рудопроявления, из которых наиболее перспективные локализованы в толщах лахандинской серии верхнего рифея.

Как известно, главные нефтепродуцирующие толщи в разрезе осадочных бассейнов — глинистые [2]. В них, главным образом в результате гидрослюдизации монтмориллонита, генерируются упомянутые высоконапорные катагенные растворы. Глубинный интервал, в котором такая генерация происходит наиболее интенсивно, входит в пределы выделенной Н. Б. Вассоевичем главной зоны нефтеобразования; обычно, исходя из представлений Д. Берста [18], его ограничивают температурами 85—120°С, что при среднем значении геотермического градиента (3°С/100 м) соответствует погружениям в 3—4 км. Длительность прохождения какой-либо толщей этого глубинного интервала даже в



Фиг. 1. Положение Майско-Кыллахской структурно-формационной зоны (белое) среди основных тектонических элементов юго-восточной окраины Сибирской платформы

- 1 — Приверхоянский прогиб; 2 — Сетте-Дабанское поднятие; 3 — Южно-Верхоянский синклиорий; 4 — Сибирская платформа, 5 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 6 — площадь развития главного оруденения; 7 — региональные разломы (а) и зоны тектонических нарушений (б); I — положение модельных схем (см. фиг. 3)

геологическом смысле велика и соответствует времени компенсированного прогибания дна бассейна по меньшей мере на 1 км.

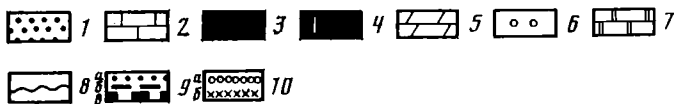
Среди рифейских отложений Южного Верхоянья первично-глинистые занимают видное место (фиг. 2). В качестве главнейших нефтепродуцирующих толщ рассматриваются терригенные разделы керпыльской и лахандинской серий [12]. На разных уровнях рифейского разреза отмечаются повышенные количества битумоидов нефтяного происхождения (значительно реже — капельно-жидкой нефти), как сингенетичных вмещающим отложениям, так и мигрировавших с больших глубин. Их поэтажное распространение (см. фиг. 2) закономерно: по мере прогибания бассейна очередные погружавшиеся глинистые интервалы попадали в условия главной зоны нефтеобразования.

Постановка вопроса о выявлении геологических соотношений стратиформного свинцово-цинкового оруденения Южного Верхоянья с потенциально нефтепродуцирующими толщами опирается не только на наличие в его недрах таких толщ, но и на присутствие в рудах твердых нефтидов и углеводородных газов. Кроме того, минеральный состав руд (пирит, сфалерит, галенит, доломит, кальцит, кварц, глауконит и др.) практически идентичен минеральному составу новообразований в коллекторских толщах региона [12], что не может не свидетельствовать о родственности породивших их процессов.

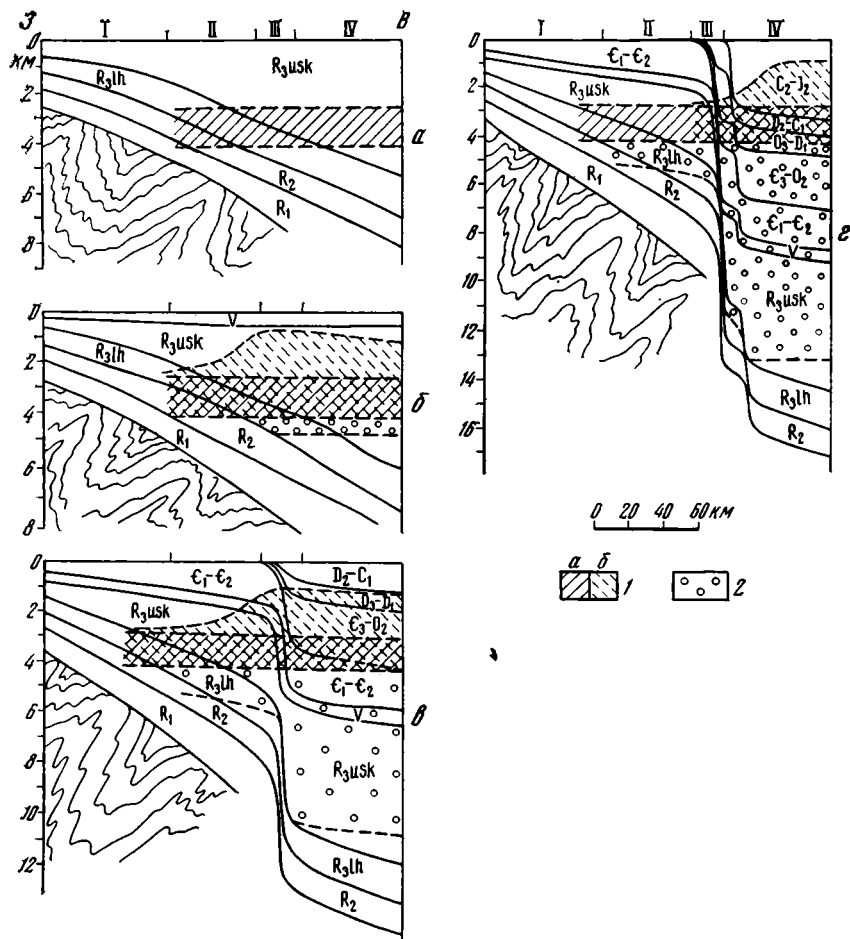
Специфика геологического развития Южного Верхоянья в значительной мере определялась соотношениями трех, слагающих его, тектонических единиц — Майско-Кыллахской зоны приразломной складчатости, Сетте-Дабанского складчато-глыбового поднятия и Южно-Верхоянского синклиория. В рифее все они развивались однотипно, что выразилось в весьма медленном (не более 0,01 мм/год [8]) накоплении одних и тех же осадочных формаций как на платформе, так и на ее опущенном восточном крыле.

Дальнейшее развитие Южного Верхоянья рассматривается нами с помощью модельных схем, учитывающих вероятное положение в его разрезе интервала максимальной термодегидратации, соответствующего в первом приближении главной зоне нефтеобразования. Схемы отражают ситуацию к началу и концу венда, к концу раннего карбона и средней юры (фиг. 3). Положение интервала на всех схемах показано

Система	Отдел	Серия	Литологический состав	Мощность, м	Уровни проявления	
					Оруденения	Нафтидов
Кембрий	Верхний	Березовская		450- -1700	•••••Zn•••••	
	Средний				••Zn,Pb•••	
	Нижний					
	В е н д				Pb,Zn	
Р и ф е й	В е р х н и й	Уйская		0 - 2000	•••••Pb••••• — — Zn — — — Zn —	
		Лазандинская		0 - 1000	— — Pb,Zn — — — Zn — •••••Zn•••••	
	С р е д н и й	Керпыльская	1050- -1200		Pb — — — Pb,Zn — Pb,Zn — — — — Pb,Zn —	
		Аимчинская		350 - 750	Pb,Zn — — •••••••••Zn••	
	Н и ж н и й	Учурская		> 3000	— — Pb,Zn — — — — Pb,Zn — —	



Фиг. 2. Обобщенный разрез рифейско-кембрийских отложений Майско-Кыллахской зоны и положение на нем проявлений стратиформной свинцово-цинковой минерализации и нафтидов (составлено с использованием данных [3, 12] и А. В. Коробицына). 1 — песчаники; 2 — известняки; 3 — аргиллиты, алевролиты; 4 — битуминозные сланцы; 5 — мергели; 6 — глауконитовые известняки, местами лидиты; 7 — доломиты; 8 — несогласия; 9 — стратиформное свинцово-цинковое оруденение (а — точки минерализации, б — рудопоявления, в — месторождения); 10 — проявления нафтидов (а — жидкие, б — твердые)



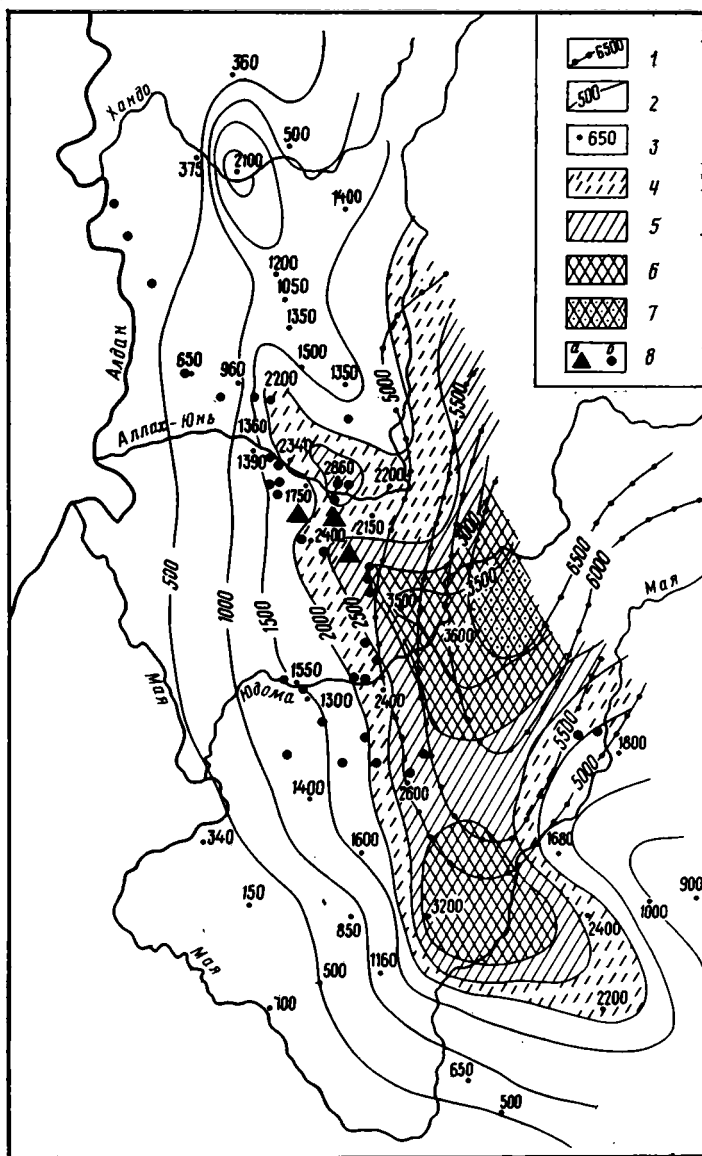
Фиг. 3. Модельные схемы термодегидратации отложений Южного Верхоянья а — в начале венда; б — в конце венда; в — в конце раннего карбона; г — в конце средней юры; 1 — отложения, подвергавшиеся термодегидратации (а — при отсутствии вулканической деятельности, б — при ее наличии); 2 — отложения с прошедшей при $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ термодегидратацией (за время от начала венда). Регионы: I — Сибирская платформа; II — Майско-Кыллахская зона; III — Сетте-Дабан; IV — Южно-Верхоянский синклиниорий

косой штриховкой; фоновый геотермический градиент условно принят равным $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, при развитии вулканизма — $10^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

На первой схеме (см. фиг. 3, а) видно, что при принятых допущениях к началу венда на западе территории в условиях развития термодегидратационных процессов залегали отложения среднего рифея, на востоке — верхнего. Промежуточное положение, в общем совпадающее с границами Майско-Каллахской зоны, занимали отложения лахандинской серии верхнего рифея, полная мощность которых попадала в эти условия к началу венда.

Во второй половине венда и раннем кембрии в Сетте-Дабане и Южно-Верхоянском синклиниории проявилась вулканическая деятельность. В соответствии с локальностью обусловленного этим подъема геотермического градиента на схеме для конца венда (см. фиг. 3, б) отражены толщи, как подвергавшиеся вулканическому прогреву, так и не подвергавшиеся. Повышение уровня тепловой энергии резко интенсифицировало процессы генерации растворов в толщах верхнего рифея. Глубокие их уровни местами оказывались прогретыми более чем до 400°C .

Для уточнения площадного расположения участков рифейских толщ региона, наиболее благоприятных для генерации в венде катагенных растворов, составлена схема (фиг. 4), на которой совмещены: а) сум-



Фиг. 4. Схема сопоставления мощностей отложений среднего — верхнего рифея Южно-Верхоянья и размещения в нем стратиформных свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений (вендский уровень). Составлено по данным Ю. В. Давыдова [24],

ПГО «Якутскгеология» и «Аэрогеология».

1—2 — изопакиты (1 — максимальных суммарных мощностей отложений среднего — верхнего рифея, 2 — мощностей отложений уйской серии верхнего рифея); 3 — местонахождение разрезов уйской серии и их мощность; 4—7 — площади уйских отложений мощностью, м (4 — 2000—2500, 5 — 2500—3000, 6 — 3000—3500, 7 — >3500); 8 — стратиформные свинцово-цинковые месторождения (а) и рудопроявления (б)

марные изопакиты максимальных мощностей отложений раннего и среднего рифея (т. е. уйской, лахандинской, керпыльской и аимчанской серий) и б) изопакиты отложений лишь одной уйской серии верхнего рифея с попутным выделением тех площадей, где их суммарная мощность превышает 2500, 3000 и 3500 м. Если добавить к этим цифрам мощность практически не содержащей терригенных отложений верхней части лахандинской серии верхнего рифея, подстилающей уйскую (саларская свита), то получится не менее 2800, 3300 и 3800 м. Иными словами, при условно принятом нами геотермическом градиенте $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ к моменту завершения формирования уйской серии терригенная часть лахандинских отложений оказывается в условиях развития термодегид-

ратационных процессов. На этой площади имеется четко выраженный участок максимального прогибания, где мощность уйских отложений превышает 3500 м, т. е. где в условиях развития процессов катагенной генерации термальных растворов находились терригенные отложения не только лахандинской, но и нижней части уйской серии.

На схеме выделена площадь, где суммарная мощность уйских отложений составляет 2000—2500 м. Характерная ее черта, как и северо-западных участков всех более погруженных площадей,— вытянутость в северо-западном направлении, что подчеркивается наличием на том же простирании локального погружения на р. Белой (Хандо). В вендское время в пределах этой площади находилось вытянутое в северо-западном направлении локальное поднятие, к которому приурочено месторождение и многочисленные рудопоявления Сардана [24].

Из двух участков, где мощности уйских отложений превышают 3000 м, лишь северный принадлежит к области максимального прогибания не только в уйское время, но и на протяжении всего среднего — позднего рифея (см. фиг. 4). Суммарные мощности соответствующих отложений превышают здесь 6500 м. Именно северный участок наиболее благоприятен для длительной и многократной генерации погружающимися рифейскими толщами катагенных растворов и газов.

Главное оруденение и подавляющее большинство рудопоявлений отчетливо тяготеют к периферии области максимального прогибания. При этом наиболее высокие напорные градиенты вод, высвобождавшихся из средне-верхнерифейских отложений, были направлены в сторону участка размещения главного оруденения. Как отмечалось ранее, на размещении оруденения сказалось и северо-западное простирание структур, развивавшихся начиная с позднего рифея [4, 5]. Упомянем в этой связи, что рудопоявления (см. фиг. 4, верхняя часть), относительно удаленные от участков максимального прогибания, четко отличаются от прочих изотопным составом свинца галенита.

В раннем палеозое Майско-Кыллахская зона стабилизировалась, причленившись к прекратившей прогибание платформе. Теперь накопление осадков со скоростями, временами (ранний ордовик) достигавшими 0,15 мм/год, идет лишь восточнее — в Сетте-Дабане и Южно-Верхоянском синклинории. Так, в поперечном разрезе региона появляется первый флексурообразный перегиб, соответствующий разделу Майско-Кыллахской зоны и Сетте-Дабана (см. фиг. 3, в). Прогибание временами (особенно в среднем девоне — раннем карбоне) сопровождалось развитием вулканизма. Облик Сетте-Дабана и Южно-Верхоянского синклинория в это время приближался к рифтовому [10]. К концу раннего карбона здесь в условиях максимальной термодегидратации находились уже ордовикские отложения, а при добавлении вулканического прогрева и нижнедевонские. Начиная со среднего девона — времени формирования в Сетте-Дабане ангидритовой толщи [6], в проницаемых толщах региона могли появляться седиментогенные рассолы с общей минерализацией до 200 г/кг [1].

Время заложения второго флексурообразного перегиба, соответствующего разделу Сетте-Дабана и Южно-Верхоянского синклинория,— конец раннего карбона, когда произошла стабилизация Сетте-Дабана. С этого времени общее прогибание продолжалось лишь в Южно-Верхоянском синклинории, где вплоть до середины мезозоя шло накопление мощных терригенных отложений верхоянского комплекса (см. фиг. 3, г). Скорость накопления их в позднем триасе достигала 0,23 мм/год [8].

По геофизическим данным, суммарная мощность отложений в наиболее опущенных участках Южно-Верхоянского синклинория приблизительно составляет 18 км. По геологическим данным, суммарная мощность одних лишь рифейско-палеозойских толщ уже в Сетте-Дабане достигает почти 30 км [29]. Анализируя причины столь существенных расхождений, В. И. Коростелев [8] подчеркивает, в частности, миграцию во времени и пространстве осей и зон максимального погружения

и осадконакопления. При этом на общем фоне длительного прогибания и унаследованного накопления осадков в прогибах Южного Верхоянья (по представлениям этого автора — геосинклинальных) миграция таких осей и зон к востоку прослеживается не только для прогиба в целом, но и для составляющих его частных структур. Таким образом, в начальные стадии развития каждой такой структуры зоны максимального погружения располагались у их западных границ, чтобы затем переместиться в центральные части; с началом инверсионных движений наступала очередная миграция максимального погружения прогибов к востоку.

А. Л. Ставцевым доказано, что в вендско-алданское, среднепалеозойское и особенно среднемезозойское время территория Южного Верхоянья испытывала возрастающие с запада на восток тектонические напряжения, реализовавшиеся в однонаправленном и унаследованном становлении ее современного структурного плана [23].

Тектонические напряжения, как и возрастание теплового потока, интенсифицировали процессы дегидратации отложений развивавшихся прогибов на всех их глубинных уровнях. При этом последовательный ступенчатый характер консолидации Южного Верхоянья, значительная мощность накопленных в его недрах отложений, их принадлежность нескольким седиментационным циклам с терригенными толщами в основаниях могут рассматриваться как существенные факторы не только длительности, но и неоднократности генерации катагенных растворов — вплоть до завершения прогибания дна бассейна в средней юре. Кроме того, значительная мощность отложений — один из факторов, способствовавших возникновению высокотемпературных флюидов, высвобождаемых из глубоко залегающих отложений в эпохи тектонических активизаций.

Какова бы ни была природа высвобождавшихся из осадков растворов и газов (простое отжатие, термодегидратационные процессы, дальнейшее дометаморфическое и метаморфическое «возрождение»), их напорные градиенты и латеральное перемещение во все стадии развития региона были преимущественно направлены на запад, в сторону ранее консолидированной и наименее погруженной Майско-Кыллахской зоны. Как известно, общее количество флюидов, в том числе и углеводородных, также мигрирующих из недр сопредельных прогибов в сторону краевых зон платформ, пропорционально продолжительности миграции и величинам региональных палеоуклонов [22]. В соответствии с этими показателями, по данным [14], из всех краевых депрессий Сибирской платформы наиболее благоприятные условия для такой миграции имели место на территориях Предбайкальского и Алдано-Майского прогибов. Лишь для докембрийского времени их развития продолжительность миграции оценена в 460 и 400 млн. лет при региональных палеоуклонах 29 и 24 м/км. Укажем для сравнения, что те же величины для Виллюйской гемисинеклизы оцениваются в 135 млн. лет (конец ранней перми — начало раннего мела) и 18 м/км, что представляет генерационные возможности этой известной своей промышленной нефтегазоносностью мегаструктуры как заметно менее масштабные, чем упомянутых прогибов.

Обращает внимание приуроченность главного оруденения не только к периферии областей максимального прогибания и максимальных региональных палеоуклонов (см. фиг. 4), но и к наиболее узкому сечению рудовмещающей Майско-Кыллахской зоны (см. фиг. 1). Именно здесь во все времена ее развития должны были наиболее контрастно сказываться тектонические импульсы, связанные с разрядкой преимущественно горизонтальных напряжений земной коры [23], тем более что со стороны платформы здесь существовал «жесткий упор» в виде Хамнинского поднятия.

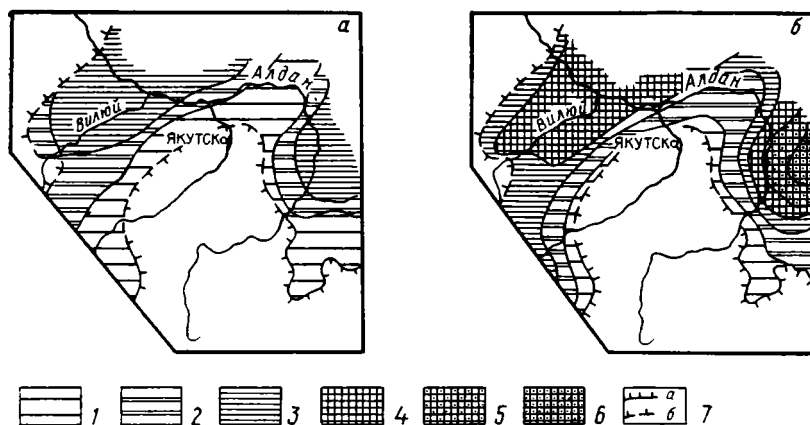
Проведенное рассмотрение позволяет непротиворечиво увязать между собой геологические условия формирования восходящих газоводных растворов и стратиформного свинцово-цинкового оруденения Южного

Верхоянья. Существенная их черта — возрастание температуры (и соответственно роли газовой фазы в составе флюидов) по мере развития и его длительность. Укладывается в общую картину и противоречие между вендским возрастом «первичного» (осадочно-диагенетического) рудообразования и среднепалеозойским модельным возрастом рудного свинца. Изотопные данные наиболее удовлетворительно интерпретируются как результат смешения свинца, который отделялся в разное геологическое время (венд — юра) от погружающихся осадков. Свинец месторождений в отличие от региона в целом и рудопроявлений имеет узкий диапазон значений изотопных характеристик. Подобная гомогенность скорее всего связана с установленной минералогическими наблюдениями многократностью процессов переотложения рудного вещества, приведшей к выравниванию изотопного состава. Модельный возраст свинца наиболее удаленных от погруженной части региона рудопроявлений (см. фиг. 4, верхняя часть) существенно моложе, чем прочих в вендских толщах региона (вплоть до значения в 10 млн. лет для галенита Сахаринского рудопроявления). Ввиду отсутствия здесь отложений верхнего рифея, в том числе лахандинских (вендские толщи залегают на среднерифейских), это было интерпретировано как результат малой роли в составе рудного свинца «древней» составляющей при соответственно большей роли «молодой» [20]. Если это так, то само наличие последней можно рассматривать как косвенное подтверждение значимости в составе месторождений ранних (осадочно-диагенетических) руд, подвергавшихся неоднократному переотложению, что и обусловило результирующий среднепалеозойский модельный возраст их свинца.

Многократность процессов рудообразования выявлена и при изучении истории формирования структур месторождений во времени и пространстве. Показано, что эволюция последних (как и рудообразования) определена тремя тектоническими этапами. С первым из них связано образование пологих складок, образующих упоминавшуюся выше конседиментационную положительную структуру северо-западного простирания. Со вторым и третьим — образование крутых меридиональных складок современного структурного плана, что сопровождалось интенсивным трещинообразованием и перераспределением рудных компонентов [5].

Для полноты картины попробуем ориентировочно оценить масштабы потерь глубоко погруженными рифейскими толщами региона металлов и рассеянного органического вещества, возможно, участвовавшего в их переносе.

Как обнаруживают петрографические наблюдения, рифейские песчаники региона представлены «сливными» разностями, из которых вымыты темноцветные составляющие и в значительной мере полевые шпаты, а кварц неоднократно регенерирован. Тем самым в этих породах прошли постседиментационные преобразования, приведшие к существенному выносу металлов. Интерпретация с помощью подсчетов на ЭВМ «Мир-2» более 500 полных химических анализов основных типов рифейских пород из безрудных разрезов показала, что обычно они резко обеднены металлами относительно кларковых количеств. Так, средние содержания суммы свинца, цинка и меди в глинистых породах рифея Майско-Кыллахской зоны часто оказываются ниже и без того низкого суммарного их кларка для карбонатных пород ($0,33 \cdot 10^{-2}$ мас. %); в карбонатных породах тех же разрезов они намного ниже указанного значения, и, например, в доломитах верхов ципандинской свиты среднего рифея составляют 0,1—0,2 мас. %. Уровни сравнительной обогащенности теми же металлами ($5 \cdot 10^{-2}$ — $13,5 \cdot 10^{-2}$ мас. %) связаны с высокими (более 45 мас. % в пересчете на окись) содержаниями железа, особенно с пропластками сидеритовых руд. Подобные пропластки встречаются в рифейском разрезе наряду с сульфидными. Таким образом, разрез представляет собой чередование уровней, обогащенных и обедненных металлами. Было показано, что контрастность распределения металлов в складчатой части региона заметно выше, чем в платформенной; их пере-



Фиг. 5. Схема распределения плотности масс остаточного (а) и исходного (б) органического вещества в рифейских отложениях юго-восточной периферии Сибирской платформы. Выкопировка из схемы А. И. Ларичева [9]
1—6 — плотность масс органического вещества, млн т/км² (1—1—2, 2—2—5, 3—5—15, 4—15—50, 5—50—100, 6—>100); 7 — граница современного распространения рифейских отложений (а—установленная, б—предполагаемая)

отложение с более глубоких уровней на менее связано с напряженностью геотектонической обстановки. Ее повышение (как и возрастание теплового потока) приводило к большей дегидратированности пород и большему выносу металлов — как из глин, так и из пород коллекторов при фильтрации в них высвобожденных вод [20]. Приведенный в работе [19] ориентировочный подсчет объемов катагенных растворов и мигрировавшего с ними цинка показывает, что одних этих объемов (без учета седиментогенных вод) достаточно для формирования крупного оруденения.

Оценить масштабы потерь рассеянного органического вещества потенциально нефтепродуцирующими рифейскими толщами региона можно на основе данных А. И. Ларичева [9], обобщающих в виде схем сведения по исходным и остаточным его количествам в таких толщах (фиг. 5). По самой скромной оценке, не учитывающей максимальных значений плотности исходного органического вещества в Южно-Верхоянском синклинории, превышающих 100 млн. т/км², высвобождение органического вещества из рифейских отложений составило 45—85 млн. т/км². При отсутствии благоприятных геологических предпосылок для локализации нефтяных и газовых месторождений вся эта огромная и весьма реакционноспособная масса должна была реализоваться в каких-то иных качествах.

Влияние структурно-тектонических факторов сказывается и в распределении битумоидов, в частности в значительных колебаниях их состава и содержаний в литологически и стратиграфически однородных комплексах. Анализ распределения битумов в рифейском разрезе подтверждает неоднократность перемещения в нем значительных масс растворов [20].

Таким образом, несомненно, что масштабы извлечения металлов и органического вещества из подвергавшихся катагенетическим преобразованиям одних лишь рифейских толщ вполне соизмеримы с масштабами оруденения и необходимых для транспортировки металла агентов (предполагая, что хлоридный перенос стал возможен лишь со среднего девона — времени развития галогенеза в Сетте-Дабане).

В заключение обратим внимание на возможную нефтегазоносность региона, связанную с более молодыми, чем рифейские, продуцирующими толщами.

Рассмотрев приведенные выше геологические соотношения, видим, что Майско-Кыллахская зона на всем длительном пути палеозойско-мезозойского развития Южного Верхоянья дренировала поток флюидов,

генерированных в недрах продолжавших погружение территорий Сетте-Дабана и Южно-Верхоянского синклинория. Толщи венда и кембрия, обогащенные органическим веществом (особенно доманикоидной инниканской свиты нижнего кембрия), погружались здесь на достаточные для реализации своих генерационных возможностей глубины. Дренаруя поток катагенных флюидов, Майско-Кыллахская зона по сути являлась аконсервационной зоной нефтегазоносного бассейна [15, 17], возможно, формировавшегося к востоку от нее. В результате, особенно в участках перехода от Южно-Верхоянского синклинория к Сетте-Дабану и от Сетте-Дабана к Майско-Кыллахской зоне, могли формироваться залежи углеводородов, в том числе «поднадвигового» типа.

Высокие скорости накопления осадков, сопряженные с повышенной плотностью теплового потока, позволяют отнести Южно-Верхоянский синклинорий (по классификации Б. А. Соколова [22]), особенно в мезозое, к категории высокоактивных очагов нефтегазообразования, для которых характерно преобладание нефтяных залежей над газовыми.

Судя по разработкам Н. В. Черского с соавт. [28], характеризующим значение тектоносейсмических факторов для образования и накопления углеводородов, оптимальным предпосылкам для формирования крупных зон нефтегазонакопления отвечают так называемые гетерогенные бассейны, сочетающие два структурных элемента — активный, прилегающий к складчатым зонам, и пассивный (платформенный). При этом особенной длительности интенсивной генерации углеводородов и пополнению ими зон нефтегазонакопления¹ способствует ранняя стабилизация пассивных зон при длительном, вплоть до настоящего времени, развитии активных. Как было показано выше, именно такое сочетание определяет специфику геологического развития Южного Верхоянья в фанерозое (см. фиг. 3), чем этот регион близок к также недостаточно изученному Предверхоянью, которое Н. В. Черский сопоставляет с крупнейшими зарубежными гетерогенными бассейнами (Ближнего и Среднего Востока, Западной Канады, Ориноко).

Особая перспективность гетерогенных бассейнов обусловлена тем, что в них при сохранении направленности напорных градиентов от активных зон к пассивным и латерального перемещения флюидов в условия их катагенной генерации по мере погружения в течение длительного времени вовлекались все новые и новые продуцирующие толщи. Кроме того, в недрах даже сильно тектонически нарушенных прогибов обычно остаются относительно спокойные участки, в которых в течение огромного геологического времени сохраняются флюиды, находящиеся на той или иной стадии вытеснения и разгрузки [25]. К дальнейшему их вытеснению может привести любое новое проявление сейсмотектонической активности, что в полной мере справедливо и для процессов современной генерации катагенных металлоносных растворов и углеводородов в древних толщах, еще не завершивших катагенетических преобразований. Так, по предположению В. А. Ломтева [13], именно таковы рифейские отложения опущенного восточного края Сибирской платформы (Майско-Алданская впадина), в которых процессы генерации углеводородов протекали не так давно или даже продолжают в настоящее время.

* * *

Приведенные данные позволяют утверждать, что формирование главной (вендской) рудовмещающей толщи Южного Верхоянья и генерация нефтепродуцирующими толщами лахандинской серии верхнего рифея катагенных металлоносных растворов совпадали во времени. Их разгрузка контролировалась тектонически ослабленными зонами и сопряженными с ними конседиментационными поднятиями [7], расположенными главным образом в пределах рудовмещающей зоны. Отмечается отчетливое пространственное тяготение оруденения, особенно крупного, к таким поднятиям [5], расположенным на ближайшей периферии участков максимального прогибания региона, где длительно генериро-

вались наибольшие объемы катагенных растворов. Все это свидетельствует о том, что происхождение рудообразующих растворов стратиформного свинцово-цинкового оруденения вендских толщ Южного Верхоянья не может правильно интерпретироваться без учета катагенной составляющей таких растворов. В то же время признание определяющей ее роли позволяет не только подойти к формированию стратиформных свинцово-цинковых и нефтяных залежей как к геологически сопряженным процессам, обусловленным эволюцией осадочных бассейнов [19], но и рассматривать характерную для них многоярусность, охватывающую значительные стратиграфические интервалы, как следствие постепенно развивавшейся по мере прогибания бассейнов многоярусности глинистых толщ.

Литература

1. Басков Е. А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. Л.: Недра, 1983. 263 с.
2. Вассоевич Н. Б., Бурлин Ю. К., Конюхов А. И., Карноушина Е. Е. Роль глин в нефтеобразовании//Сов. геология. 1975. № 3. С. 15—29.
3. Волкодав И. Г., Горбунов А. И., Мехоношин В. Ф. Перспективы создания новой полиметаллической базы в Якутии//Разведка и охрана недр. 1976. № 10. С. 6—10.
4. Галямов А. Л. Влияние складчатости на размещение свинцово-цинковых руд в карбонатных породах Юдомо-Майского поднятия (Юго-Восточная Якутия)//Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. М.: Наука, 1986. С. 41—50.
5. Давыдов Ю. В., Галямов А. Л., Мельцер М. Л., Чиряев А. Г. Рудоконтролирующие факторы и прогноз локализации рудных тел на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях юго-восточной Якутии//Геология и геофизика. 1982. № 1. С. 101—107.
6. Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 424 с.
7. Карцев А. А. Гидрогеологические условия нефтегазоаккумуляции//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 10. С. 115—121.
8. Коростелев В. И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1982. 217 с.
9. Ларичев А. И. Условия накопления и закономерности распределения органического вещества в рифейских отложениях Сибирской платформы//Новые данные по геологии и нефтеносности Лено-Тунгусской провинции. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1982. С. 96—111.
10. Левашов К. К. Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы//Сов. геология. 1977. № 10. С. 59—75.
11. Липаева А. В., Павлов Д. И. Подземные воды и формирование железных руд Северного Приаралья//Литология и полез. ископаемые. 1986. № 2. С. 104—117.
12. Литология и нефтегазоносность юго-востока Сибирской платформы (верхний докембрий)//Под ред. С. Г. Саркисяна. М.: Наука, 1980. 132 с.
13. Ломтев В. А. Нефтегазоносность юго-восточной части Сибирской платформы//Закономерности формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений. М.: ИГиРГИ, 1974. С. 108—113.
14. Микуленко К. И., Фрадкин Г. С. Тектонические критерии нефтегазоносности краевых депрессий Сибирской платформы//Нефтегазоносность верхнедокембрийских и фанерозойских отложений восточной части Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. С. 4—17.
15. Оленин В. Б. Нефтегеологическое районирование по генетическому принципу. М.: Недра, 1977. 224 с.
16. Павлов Д. И., Постельников Е. С. К вопросу об источнике рудного вещества Ангара-Питского бассейна осадочных руд железа//Литология и полез. ископаемые. 1980. № 6. С. 3—22.
17. Павлов Д. И. Факторы, обычно не учитываемые при выяснении роли подземных вод в формировании стратиформного свинцово-цинкового оруденения//Подземные воды и эволюция литосферы (матер. Всесоюз. конф.). Т. II. М.: Наука, 1985. С. 207—208.
18. Павлов Д. И. Потенциально нефтепродуцирующие толщи как источники рудообразующих растворов стратиформного свинцово-цинкового оруденения юго-восточной окраины Сибирской платформы (исходные принципы исследования)//Генезис редкометаллических и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 29—43.
19. Павлов Д. И., Горжевский Д. И., Карцев А. А. Формирование стратиформной свинцово-цинковой минерализации как результат эволюции осадочных бассейнов//Стратиформные рудные месторождения. М.: Наука, 1987. С. 60—67.
20. Павлов Д. И., Чернышев И. В., Живцов Д. А. Свинцово-цинковые стратиформные месторождения//Эндеогенные источники рудного вещества. М.: Наука, 1987. С. 199—212.

21. Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 248 с.
22. Соколов Б. А. Эволюционно-динамические критерии оценки нефтегазоносности недр. М.: Недра, 1985. 168 с.
23. Ставцев А. Л. Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. М.: Недра, 1983. 140 с.
24. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии/Под ред. В. А. Кузнецова, А. Л. Яншина. Новосибирск: Наука, 1979. 232 с.
25. Ходьков А. Е. О динамике подземных вод уплотняющихся морских осадочных толщ и ее структурообразующей роли//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 12. С. 85—94.
26. Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 151 с.
27. Холодов В. Н. Роль регионального катагенеза в формировании термальных газосодержащих растворов (к теории стратиформного рудообразования)//Генезис редкометальных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 6—28.
28. Черский Н. В., Царев В. П., Сороко Т. И., Кузнецов О. Л. Влияние тектоно-сейсмических процессов на образование и накопление углеводородов. Новосибирск: Наука, 1985. 224 с.
29. Ян-Жин-Шин В. А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. 156 с.

Институт геологии рудных
месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
27.IV.1987

УДК 551.72(470.5)

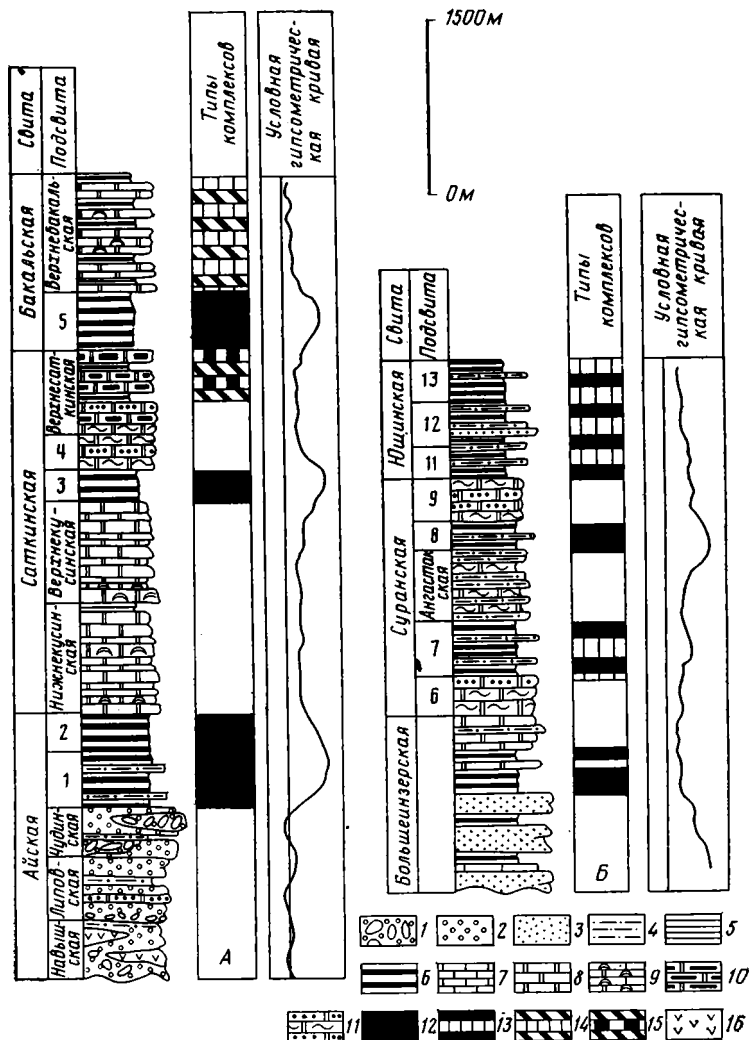
РИФЕЙСКИЕ УГЛЕРОДИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

МАСЛОВ А. В.

В статье рассматриваются распространение, условия образования и эволюция углеродистых терригенных и терригенно-карбонатных отложений в рифее Башкирского мегантиклинория. Выделены и охарактеризованы различные по генезису типы углеродистых отложений. Показано закономерное уменьшение их роли в стратотипическом разрезе рифея западного склона Южного Урала от бурзянской серии к каратауской.

Углеродистые толщи привлекают в последнее время все более пристальное внимание исследователей. В значительной мере это вызвано парагенетической связью с ними многих месторождений ванадия, золота, меди, железа, урана, горючих ископаемых и др. [13, 14]. Однако несмотря на то, что в последние годы изучение углеродсодержащих толщ велось весьма интенсивно для докембрийских углеродистых отложений, актуальной задачей все еще остается реконструкция и типизация обстановок их формирования и анализ металлогенической специализации толщ, обогащенных органическим веществом (ОВ) [13]. Благоприятным объектом для этого являются терригенно-карбонатные комплексы стратотипического разреза рифея Башкирского мегантиклинория на Южном Урале, где углеродистые толщи развиты на ряде стратиграфических уровней. Основной задачей наших исследований являлась реконструкция условий их образования и типизация углеродсодержащих толщ с тем, чтобы в дальнейшем с учетом данных по геохимии и металлогенической специализации этих отложений перейти к прогнозированию возможной рудоносности их на литолого-формационной основе.

В разрезе «древних толщ» Башкирского мегантиклинория углеродистые комплексы характерны в основном для нижних горизонтов бурзянской серии, объединяющей айскую, саткинскую и бакальскую свиты и их аналоги в центральной части рассматриваемой территории — большеинзерскую, суранскую и юшинскую свиты [15] (фиг. 1). Здесь выделяются кисеганский, саткинский (суранский) и бакальский (юшинский) уровни развития углеродистых осадков. Начало формирования отложения бурзянской серии в северных районах мегантиклинория было связано с заложением структур типа рифтов или грабенов, сочленявшихся, вероятно, с авлакогенами восточной окраины Русской платформы [2]. Активный тектонический режим начала айского времени, блоковые подвижки фундамента и связанный с ними контрастный рельеф способствовали появлению пестрых фациальных обстановок и накоплению грубообломочных плохо отсортированных песчано-гравийно-галечных, гравийно-песчаных и песчано-алеврито-глинистых делювиально-пролювиальных и аллювиально-дельтовых отложений навышской, липовской и чудинской подсвит айской свиты. Присутствующие среди отложений навышской подсвиты трахибазальтовые вулканы формировались в наземных и мелководных условиях и отмечают, по данным В. П. Парначева, момент заложения рифтовых структур [9, 10]. Терригенные породы в разрезах навышской подсвиты представлены конгломератами, гравелитами, разнородными песчаниками и пестроцветными аргиллитами. Накопление их происходило, вероятно, в момент начала трансгрессии в обстановках типа скальной литорали, когда зарождавшийся бассейн вдавался языками в гористую сушу, осложненную тектоническими уступами или ложбинами, и на коротких расстояниях могли со-



Фиг. 1. Уровни распространения и типы углеродистых отложений в разрезах нижнего рифея Башкирского мегантиклинория (А — северные, Б — центральные районы)

1 — конгломераты; 2 — песчаники средне- и крупнозернистые; 3 — песчаники мелкозернистые; 4 — алевролиты; 5 — глинистые сланцы; 6 — углисто-глинистые сланцы; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — строматолитовые известняки и доломиты; 10 — углисто-глинистые доломиты; 11 — доломиты с алевроито-глинистой примесью; 12—15 — типы углеродистых комплексов (12 — морского генезиса — I тип, 13 — мелководно-морского генезиса, связанные с терригенными образованиями — тип IIa, 14 — мелководно-морского генезиса, связанные с карбонатными образованиями — тип IIb, 15 — углисто-глинистые доломиты в ассоциации с углеродистыми сланцами — тип III); 16 — основные эффузивные и субвулканические породы. Цифрами на колонках показаны подсвиты: 1 — кисенганская; 2 — сунгурская; 3 — половинкинская; 4 — нижнесаткинская; 5 — макаровская; 6 — миньянская; 7 — бердагуловская; 8 — сердаукская; 9 — лапыштинская; 11 — вязовская; 12 — багарыштинская; 13 — сухинская

существовать зоны развития галечников, участки вулканических излияний, пролювиальные конусы выноса и небольшие дельты. Последнее хорошо видно на примере разрезов навышской подсвиты у с. Аршинка юго-западнее горы Тра-Таш и на западных отрогах горы Большой Миасс, где эффузивные образования чередуются с плохо отсортированными валунно-галечниковыми отложениями, а песчано-гравийные осадки несут черты формирования в аллювиально-пойменных и, вероятно, дельтовых обстановках (закономерное уменьшение мощности косых серий и гранулометрического состава пород в индивидуальных косослои-

стых пачках снизу вверх, однонаправленная косая слоистость с ритмической сортировкой материала, трещины усыхания в тонкозернистых осадках пойменных фаций и т. д.).

Вышележащие преимущественно песчаные отложения липовской под-свиты айской свиты формировались в аллювиально-дельтовых обстановках. В песчаниках здесь можно видеть различные типы средне- и мелкомащтабной косой прямолинейной и выполаживающейся однонаправленной слоистости с неявно проявленной ритмической сортировкой материала в слоях; присутствуют прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов, залегающие в основании косослоистых пачек и незначительно срезающие подстилающие отложения; наблюдаются знаки ряби течения и другие текстуры. По данным М. И. Гараня [6], в нижней части айской свиты можно видеть внутриформационные размывы, указывающие на локальные перестройки структурного плана, и выпадение отдельных грубообломочных пачек из разреза.

Перекрывающие липовские песчаники отложения чудинской под-свиты представлены пачками чередования песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, часто с линзами и карманами гравийного материала, а также довольно мощными (до 50—70 м), сильно вытянутыми линзами плохо отсортированных конгломератов и конгломератобрекчий со сланцевым матриксом, являющимися, по-видимому, делювиально-пролювиальными образованиями, подвергшимися частичной переработке в морской обстановке.

Разрез айской свиты завершают породы кисеганской и сунгурской под-свиты, состоящие из мощной (до 700—900 м) монотонной толщи черных и темно-серых углисто-глинистых сланцев и филлитов с редкими прослоями горизонтально-слоистых алевролитов и представляющие первый уровень углеродистых отложений в разрезе рифея Башкирского мегантиклинория. Для сланцев характерны тонкая и средняя плитчатость и ровные поверхности напластования. Слоистость, как правило, распознается с трудом, но иногда наблюдается тонкая горизонтальная или полосчатая прерывистая слоистость, подчеркнутая чередованием различных по толщине слоев черного и серого цвета. Толщина темных слоев составляет в среднем 3—6 мм, более светлых — 1—2 мм. Границы их резкие и отчетливые. Темные (черные) слои гомогенны по окраске, более светлые в большинстве случаев имеют тонкое горизонтально-полосчатое строение. Характерно присутствие в сланцах мелких кубиков пирита.

Исходя из сказанного выше, можно считать, что айское время характеризовалось заложением контрастных тектонических структур и крайне неравномерным прогибанием отдельных участков дна. Контрастный рельеф и активные тектонические процессы способствовали повышенному смыву грубозернистой кластики и накоплению ее в прибрежной полосе бассейна. Осадконакопление носило компенсированный или перекомпенсированный характер, и, вероятно, вследствие этого вторая половина айского времени ознаменовалась быстрым переуглублением отдельных участков бассейна и появлением благоприятных условий для формирования мощных толщ тонкозернистых терригенных илов, обогащенных ОВ, накопление которых происходило в относительно глубоководных и спокойных обстановках.

В саткинское время в результате дальнейшего расширения трансгрессии акватория бассейна заметно увеличилась, и накопление терригенных глубоководных илов сменилось разнообразными процессами формирования хемогенных и фитогенных карбонатов. К средней и верхней частям саткинской свиты приурочены половинкинский и карагайский подуровни развития углеродистых отложений. В первом из них основная роль принадлежит черным и темно-серым серицито-кварцево-глинистым и углисто-глинистым филлитовидным сланцам с подчиненными редкими прослоями серых алевролитов и мергелистых доломитов. В сланцах наблюдается тонкое чередование темных углисто-глинистых и более светлых слоев, обогащенных кварцевым алевролитовым мате-

риалом. Границы слоев отчетливые и резкие. По-видимому, к середине саткинского времени трансгрессия в северной части Башкирского мегантиклинория достигла максимума и углеродистые тонкозернистые терригенные отложения формировались в центральной части мелководного эпиконтинентального бассейна при незначительном привносе алевроитовой и псаммитовой кластики, имевшем к тому же пульсационный характер. Подобная тонкая слоистость характерна для многих черносланцевых толщ позднего докембрия [7] и обусловлена, по-видимому, специфическим типом бассейнов, в которых накапливались тонкозернистые терригенные осадки, обогащенные ОВ. Показательна и приуроченность ОВ к осадкам центральной части бассейна, отмеченная в качестве глобальной закономерности Н. М. Страховым [16].

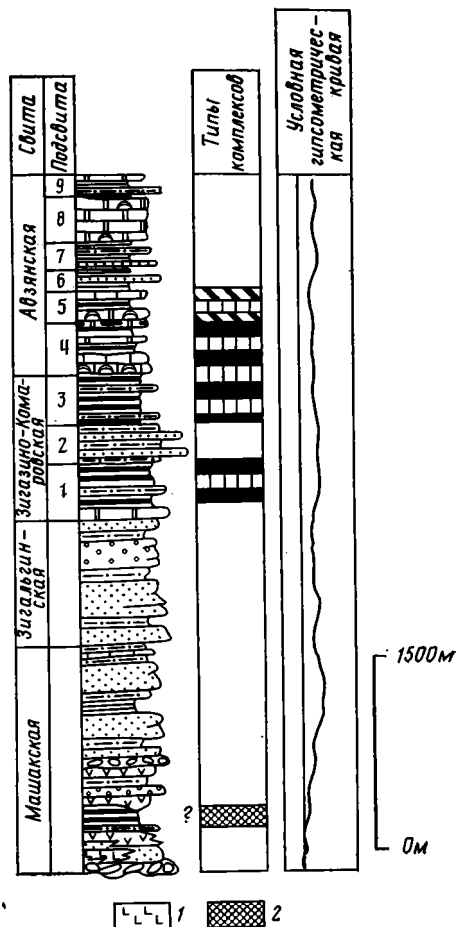
Вторая половина саткинского времени ознаменовалась некоторым обмелением бассейна и накоплением хемогенных карбонатных осадков, в различной мере обогащенных терригенной примесью. Приуроченный к верхнесаткинской подсвите карагайский подуровень углеродистых отложений представлен темно-серыми, почти черными углисто-глинистыми доломитами и плоскообломочными карбонатными брекчиями с прослоями углисто-глинистых и углисто-карбонатно-глинистых сланцев. Мощность последних варьирует от 7—10 см до 2,5 м и несколько более. Содержание $S_{орг}$ в черноцветных сланцах варьирует от 0,34 до 1,36%. Слоистость для сланцев в целом не характерна, наблюдается только тонкая плитчатость. Присутствуют также окисленные кристаллы пирита. Углеродистое вещество в сланцах, по данным Л. В. Анфимова [3], представлено тонкодисперсным графитом, рассеянным в целом по породе или группирующимся в тонкие прожилки. Для пластов и пачек доломитов характерно чередование полос темно-серого и черного цвета толщиной от 0,5 до 4 см. Черные полосы имеют однородный облик, в более светлых наблюдается тонкая параллельная слоистость. В породах можно видеть многочисленные согласные с напластованием прослои и линзы светлого крупнозернистого доломита размером от 1—2 до 12—15 см. В ряде случаев к ним приурочены выделения окисленного пирита.

Бакальский уровень характеризуется присутствием в нижней части мощной монотонной толщи горизонтально-слоистых углисто-серицито-глинистых сланцев макаровской подсвиты, а в верхней — чередованием пачек темноцветных углеродистых сланцев и хемогенных карбонатов (известняков, доломитов, доломитистых известняков). Содержание $S_{орг}$ в макаровских сланцах составляет 0,4—0,5%, а в сланцах верхнебакальской подсвиты варьирует от 0,26 до 0,5%. Литолого-фациальное изучение отложений бакальской свиты [2, 8] показало, что формирование терригенных и карбонатных осадков конца раннего рифея в северной части Башкирского мегантиклинория происходило в условиях морского прибрежного мелководья, удаленных зон и лагунного побережья. По-видимому, частая смена в конце бакальского времени карбонатных и терригенных режимов седиментации, а также повышенный привнос терригенной кластики в моменты накопления карбонатных осадков свидетельствуют об относительно неустойчивом тектоническом режиме и начавшейся постепенной регрессии бассейна.

В центральных и южных районах мегантиклинория углеродистые толщи накапливались в раннем рифее преимущественно в мелководно-морских условиях. Они характерны для бердагуловского и сердаукского подуровней (суранская свита) и юшинского уровня, отвечающего отложениям одноименной свиты. Темноцветные углисто-глинистые, часто с алевроитовой примесью, сланцы ассоциируют в разрезах этой зоны с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, несущими признаки формирования в мелководных обстановках (мелкая косая слоистость, пологоволнистое переслаивание различных литологических типов пород и т. д.), доломитами и известняками, образуя сложные пачки переслаивания или слагая однородные пачки мощностью в первые десятки метров. Формирование всего комплекса отложений раннего рифея на рассматриваемой территории происходило в относительно спокойной тек-

Фиг. 2. Уровни распространения и типы углеродистых отложений в разрезе среднего рифея Башкирского мегантиклинория

1 — кислые эффузивы; 2 — углеродистые отложения, предположительно связанные с вулканитами. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1. Цифрами на колонке показаны подсвиты (толщи): 1 — амбарская; 2 — серегинская; 3 — туланская; 4 — катаскинская; 5 — малоинзерская; 6 — ушаковская; 7 — куткурская; 8 — реветская; 9 — тюльменская



тонической обстановке. В начале (большеинзерское время) это были, по-видимому, глубоководные зоны бассейна, где основная часть кластики приносилась периодически проявлявшимися гравитационными потоками. Позднее произошло обмеление бассейна, и в суранско-юшинское время преобладало накопление мелководно-морских отложений. Единственным исключением здесь являются углисто-глинистые сланцы сердаукской подсвиты суранской свиты, формирование которых связано, вероятно, с более удаленными и открытыми зонами.

Таким образом, в раннем рифее северная и центральная зоны Башкирского мегантиклинория развивались по-разному. На севере отчетливо распознаются трансгрессивная (относительно короткая, но активная) стадия, стадия максимального расширения площади морской акватории (инундационная) и последовавший за ней период постепенного сокращения бассейна. В центральных и южных районах структуры почти на всем протяжении раннего рифея преобладали мелководно-морские обстановки. По-видимому, это обусловлено тем, что северные зоны осадконакопления были более тесно связаны с авлакогенами восточной окраины Русской платформы и все геологические события здесь проявлялись активнее и контрастнее. При этом именно северные районы в условиях контрастной батиметрии бассейна являлись более вероятными участками появления локальных зон устойчивого накопления тонкозернистых осадков, обогащенных ОВ, тогда как южнее формирование углеродистых отложений в мелководно-морских обстановках сопровождалось разубоживающим влиянием кластического и хемогенного карбонатного материала.

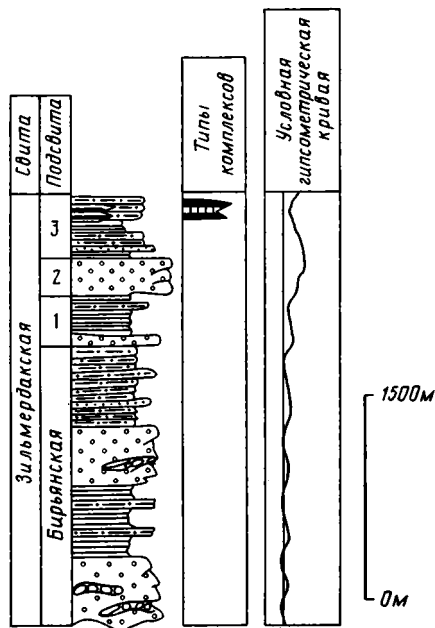
Накоплению углеродсодержащих толщ в среднем рифее также предшествовал период активного основного и кислотного вулканизма (ма-

шакский вулканогенно-осадочный комплекс) и формирования мощных конгломератопесчаных толщ (фиг. 2). Однако в отличие от раннерифейского этапа углеродистые отложения в разрезах машакской свиты почти неизвестны (за исключением ее третьей, быковской толщи [12], где мощность пачек углисто-алевритоглинистых сланцев достигает 100 м). Первый в среднем рифее уровень углеродистых осадков появлялся только после накопления мощного (в ряде случаев до 700—800 м) комплекса экстракварцевых песчаников зигальгинской свиты, формирование которых было связано с вовлечением в процессы осадконакопления зрелых продуктов химического выветривания и происходило в условиях стабилизации тектонических и палеогеографических обстановок в обширном бассейне шельфового типа. Тектурные особенности зигальгинских песчаников позволяют предполагать, что в рассматриваемый период в бассейне преобладало накопление песчаных осадков зон течений и волнений, баровоковых отложений и других мелководно-морских образований. На этом фоне спорадически создавались условия для появления маломощных пачек углистых глинисто-алевритовых осадков, связанных с периодически пересыхавшими участками мелководья.

В послезигальгинском разрезе среднего рифея Башкирского мегантиклинория выделяются два отчетливых уровня развития углеродистых отложений. Первый уровень соответствует серегинской и туканской подсвитам зигазино-комаровской свиты и представлен темно-серыми и черными кварцево-серицитоглинистыми и углисто-серицитоглинистыми филлитовидными сланцами, чередующимися с алевролитами и мелкозернистыми кварцитовидными песчаниками. В песчаниках и алевролитах можно видеть тонкую горизонтальную или пологую волнистую слоистость. Иногда на нижних поверхностях напластования песчано-алевритовых пород присутствуют слепки с трещин усыхания. В разрезах серегинской подсвиты в районе г. Бакал, на восточном склоне хр. Базал и в ряде других мест присутствуют своеобразные пачки «червячковых ритмитов», представляющие собой углисто-глинистые сланцы с прослоями или линзами серых алевролитов толщиной до 2—5 см и сильно нарушенной внутренней структурой. Наряду с горизонтальными прослойками алевролитов наблюдаются многочисленные изогнутые, ветвящиеся или с раздувами, часто пересекающиеся прожилки, отходящие от горизонтальных прослоев вверх и вниз. В то же время более мощные (до 3—5 см) прослои характеризуются тем, что изогнутые прожилки алевролитов отходят от них только вниз, представляя в перпендикулярном сечении подобие трещин усыхания. Учитывая, что в соседних с «червячковыми ритмитами» пачках переслаивания на поверхностях напластования песчаников и алевролитов также присутствуют трещины усыхания, можно предполагать образование «ритмитов» из тонкослоистых пакетов чередующихся углисто-глинистых и алевритовых прослоев вследствие первоначального нарушения их трещинами усыхания и последующего наложения процессов песчаного диапиризма так, как это описано В. Н. Холодовым [17]. В целом накопление осадков серегинской подсвиты происходило в мелководно-морском бассейне с участками периодического осушения. Содержание $C_{орг}$ в нижней части этого уровня достигает по единичным пробам 1,58%. На втором подуровне развития углеродистых отложений в зигазино-комаровской свите (так же как и на первом) углисто-глинистые сланцы чередуются с алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и редкими прослоями доломитов. Формирование всего комплекса отложений туканской подсвиты происходило, по-видимому, в условиях мелководного морского бассейна.

Второй уровень углеродистых отложений — катаскинская и малоинзерская подсвиты авзянской свиты. Темноцветные, обогащенные ОВ глинистые сланцы образуют здесь прослои среди карбонатных пород или наблюдаются в составе терригенных пачек переслаивания. Роль их в целом невелика. Литологические и текстурные особенности пород указывают на накопление осадков в мелководных морских обстановках.

Фиг. 3. Положение углеродистых отложений в разрезе верхнего рифея (зильмердакская свита) Башкирского мегантиклинория. Условные обозначения см. на фиг. 1 и 2. Цифрами на колонке показаны подсвиты: 1 — нугушская; 2 — лемезинская; 3 — бедерышинская



Углеродистые отложения в верхнерифейском терригенно-карбонатном комплексе по сравнению с описанными выше подразделениями рифея менее распространены (фиг. 3). Они характерны только для южных разрезов зильмердакской свиты, где связаны с прибрежно-морскими отложениями начальных этапов трансгрессии. Так, в разрезах по рекам Куже и Большой Нугуш выше д. Галиакберово в средней части бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты наблюдаются пласты черных глинистых доломитов массивного облика или с текстурами мелких промоин и косоволнистой слоистостью, чередующиеся с пачками переслаивающихся мелкозернистых темно-серых песчаников, алевролитов и темных, почти черных алевролитистых сланцев. Мощность прослоев последних достигает 10 см, а иногда 50 см. На нижних поверхностях напластования песчано-алевритовых прослоев часто видны небольшие по размеру слепки с трещин усыхания, а в самих прослоях угловатые пластинки сланцев, что предполагает накопление осадков на участках чередования субаквальных и субаэральных режимов седиментации.

Рассматривая эволюцию обстановок накопления углеродсодержащих толщ в рифее Башкирского мегантиклинория, можно отметить следующее. В раннем рифее углеродистые отложения были приурочены к фазе быстрой трансгрессии, накапливались в эпоху максимального развития трансгрессии и стабилизации, а также во время постепенного сокращения площади мелководного морского бассейна. Нижнерифейские углеродистые терригенные отложения тяготеют в основном к средней части седиментационного цикла. В среднем рифее формирование «черных сланцев» следует, так же как и в раннем рифее, за эпохой трансгрессии. Однако если в раннем рифее это было непосредственно связано с фазой активного развития бассейна, то углеродистые отложения зигазино-комаровского и авзянского уровней накапливались после этапа длительной стабилизации палеогеографических и палеотектонических обстановок. Роль собственно черносланцевых комплексов в среднем рифее заметно сокращается. Как правило, здесь мы видим разнообразие пачки переслаивания мелководно-морского генезиса, в которых черные углеродистые сланцы не являются преобладающим литологическим типом. Для позднего рифея темноцветные терригенные толщ, обогащенные ОВ, практически нехарактерны. Вместо них мы видим пестроцветные карбонатные и терригенные отложения континентального, мелководно-морского и морского генезиса. Весьма примечательно массовое развитие на

этом уровне глауконита — индикатора нормально-морских обстановок осадконакопления.

Имеющиеся данные позволяют выделить в разрезе рифея Башкирского мегантиклинория три типа углеродистых комплексов. Первый представлен мощными (до нескольких сотен метров) толщами морских углисто-глинистых бескарбонатных сланцев, сменяющимися по вертикали мелководно-морскими карбонатными и терригенными отложениями. Они характерны для конца айского, середины саткинского и начала бакальского времени. Ко второму типу следует, по-видимому, отнести пачки темноцветных углисто-глинистых сланцев (от первых метров до десятых) в ассоциации с карбонатными (хемогенными, фитогенными и обломочными) и терригенными породами мелководно-морского генезиса, наблюдающиеся на верхнебакальском подуровне, суранском, юшинском, зигазино-комаровском и авзянском уровнях. Третий комплекс включает углисто-глинисто-карбонатные мелководные отложения верхней части саткинской свиты и, вероятно, ряд пачек в составе катаскинской подсвиты авзянской свиты.

Углеродистые комплексы широко распространены во многих разрезах верхнего докембрия [13]. Так, если обратиться к сибирским разрезам рифея, то, по данным Т. К. Баженовой с соавт. [4], в них выделяются более 15 стратиграфических уровней, в той или иной степени обогащенных ОВ. Эпохи формирования углеродистых отложений были приурочены в основном к трансгрессивным (реже регрессивным) стадиям крупных седиментационных циклов, тогда как на этапах максимальных трансгрессий такие отложения в Сибири практически неизвестны. Фациальные обстановки накопления углеродистых отложений по периферии Сибирской платформы варьировали от лагунных и прибрежно-морских до нормально-морских. Следует обратить внимание и на еще одну эмпирическую закономерность, отмеченную Т. К. Баженовой и др. [4], — образование большинства углеродистых толщ следовало здесь за накоплением пестро- и красноцветных комплексов вне зависимости от стадии седиментационного цикла. Для рифейских отложений Башкирского мегантиклинория характерна в отличие от сибирских разрезов приуроченность черносланцевых толщ к эпохам трансгрессии и преимущественно к стадиям максимального развития мелководных эпиконтинентальных морских бассейнов.

К рифейским углеродистым отложениям ряда районов складчатого обрамления Сибирской платформы приурочены серноколчеданные, серноколчеданно-полиметаллические, полиметаллические, марганцевые, железные и другие руды [7, 11]. И хотя до недавнего времени еще не удавалось установить четких корреляционных связей между содержанием $S_{орг}$ и повышенными концентрациями микроэлементов в углисто-глинистых сланцах [1], сам факт нахождения рудных концентраций в черных сланцах весьма примечателен, поскольку именно углеродсодержащие комплексы рассматриваются многими авторами как вероятный источник рудных компонентов [13]. Необходимо, однако, особо подчеркнуть, что даже в пределах благоприятных углеродистых комплексов оруденение контролируется структурными и другими факторами [5], что особенно важно при определении направления поисковых работ.

В заключение отметим, что в число первоочередных задач изучения углеродсодержащих отложений Башкирского мегантиклинория, с нашей точки зрения, входят: дальнейшее изучение и уточнение условий образования выделенных выше комплексов отложений; их формационная типизация на генетической основе; детальная расшифровка взаимосвязей комплексов с типами седиментационных бассейнов рифея и стадиями их развития. Необходимо также провести тщательное целенаправленное изучение геохимии углисто-глинистых и углисто-карбонатных отложений; выявить уровни повышенной региональной концентрации микроэлементов и выяснить характер их связей с содержанием в породах $S_{орг}$; выполнить анализ металлогенической специализации комплексов в целом и конкретных стратиграфических уровней. Синтез всего этого

материала позволит выделить наиболее перспективные уровни и участки для детального изучения и опробования и «состыковать», таким образом, насущные проблемы практики с задачами региональных тематических исследований.

Литература

1. Акульшина Е. П., Казанский Ю. П., Петров В. Г. и др. Углеродистые отложения верхнего докембрия Енисейского кряжа, их литолого-геохимическая характеристика и условия формирования//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1981. С. 11—16.
2. Анфимов Л. В. Карбонатный литогенез и связанное с ним рудообразование в нижнем рифее Бакало-Саткинского района на Южном Урале//Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 77—86.
3. Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Демина Л. Е. Саткинские месторождения магнетитов на Южном Урале. М.: Наука, 1985. 86 с.
4. Баженова Т. К., Ивановская А. В., Ипатов Ю. И. и др. Углеродистые толщи верхнего докембрия и нижнего палеозоя Сибирской платформы; литолого-геохимические особенности, условия формирования, некоторые черты металлогении//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1981. С. 96—101.
5. Буряк В. А. Генетические типы месторождений в углеродистых толщах//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1981. С. 162—167.
6. Гарань М. И. Западный склон и Центральная зона Южного Урала//Стратиграфия СССР. Т. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 114—161.
7. Грибов Е. М., Гурвич Е. М. Рудоносные углеродистые формации Енисейского кряжа//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 1. М.: Наука, 1981. С. 173—181.
8. Крупенин М. Т. Литолого-фациальный состав сидеритовой формации Бакала//Ежегодник ИГиГ им. А. Н. Заварицкого. 1982 г. Свердловск, 1983. С. 24—30.
9. Парначев В. П. Позднедокембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Башкирского антиклинория//Доордовикская история Урала. Вып. 1. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 40—60.
10. Парначев В. П. О формационной принадлежности вулканогенно-осадочных комплексов рифея Башкирского мегантиклинория//Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 96—106.
11. Пономарев В. Г., Акульшина Е. П., Сараев С. В. Углеродистые карбонатно-сланцевые толщи докембрия и сингенетичное им колчеданно-полиметаллическое оруденение на Енисейском кряже//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 1. М.: Наука, 1981. С. 169—178.
12. Ротарь А. Ф., Ротарь З. М., Парначев В. П. Стратиграфия шатакской свиты среднего рифея на Южном Урале//Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 53—63.
13. Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А., Созинов Н. А. Углеродистые формации докембрия и их металлоносность//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 1. М.: Наука, 1981. С. 9—17.
14. Созинов Е. А., Сидоренко Св. А. Терригенно-углеродистые формации докембрия и фанерозоя//Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977. С. 39—52.
15. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология//Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 377. 184 с.
16. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 298 с.
17. Холодов В. Н. Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. Сообщение 1.//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 50—67.

Институт геологии
Башкирского филиала АН СССР,
Уфа

Поступила в редакцию
26.I.1987

УДК 550.461 : 552.578.18

РОЛЬ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В ПРОЦЕССАХ КАТАГЕНЕЗА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ НЕФТЕГАЗОВЫХ И ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ДИСЛЕР В. Н.

В статье показано, что катагенетические процессы при формировании жидких и газообразных углеводородных скоплений определяются различным характером гидрогеохимических аномалий. С помощью методов химической термодинамики определены пределы преобразования глинистых минералов за счет деятельности конденсационных вод. Установлено, что масштабы каолинизации глинистого цемента под влиянием конденсационных вод при наиболее благоприятных условиях не превышают первых единиц процентов от общего количества цемента пород, содержащих газовые или нефтегазовые месторождения.

Нормальная гидрохимическая зональность создается на протяжении всей истории формирования осадочного бассейна. Гидрохимические аномалии локализованы в пространстве; их образование охватывает относительно ограниченный временной диапазон. Аномальные гидрохимические поля возникают при действии активных тектонических процессов: воздыманиях и погружениях, развитии и обновлении разрывных нарушений, магматических и флюидных внедрениях и т. д.

Воды нормальных гидрохимических зон определяют преобразование пород в плане регионально возникающей аутигенной минерализации, соответствующей в то же время по термобарическим и литификационным признакам различным стадиям литогенеза. Участкам гидрохимических аномалий отвечает специфическая аутигенная минерализация, равно как и возникновение минералогических аномалий предполагает существование особых гидрогеохимических условий в истории развития осадочного бассейна.

Определенной спецификой аутигенных минеральных ассоциаций обладают осадочные толщи, вмещающие нефтяные, газовые и газоконденсатные месторождения. Минеральные ассоциации внутри их контуров выступают в общей минералогической зональности в виде аномалий. Исследования последних, однако, показали принципиальные различия в развитии катагенетических процессов. Во многих публикациях отмечается «торможение» процессов катагенеза внутри контуров углеводородных скоплений [17, 20, 27], в других — напротив, заметные катагенетические изменения [13]. Высказываются также мнения о неполном затухании процессов катагенеза [10]. Во всех случаях в основу положен материал детальных минералогических и геохимических исследований, сопоставление разрезов внутри контуров и за контурами нефтегазовых скоплений.

Замедление процессов катагенеза с поступлением в пласт нефтей и (или) углеводородных газов связано с тем, что и те и другие являются неполярными, «инертными» в отношении вмещающих пород соединениями. Именно в таком плане эта проблема рассмотрена в работе [27] на примере XVII продуктивного пласта окобыкайской свиты миоцена терригенных толщ Северного Сахалина, изученного по месторождениям Колендо, Эхаби, Сабо и др. XVII пласт сложен кварц-полевошпатовыми граувакками с полиминеральным (хлорит-каолинит-гидрослюда-монтмориллонит) глинистым цементом. Замедление вторичных процессов оценено по характеру изменения полевых шпатов и биотита, по степени раскристаллизации глинистого вещества цемента и сохранности неустойчивых при внутрислойном растворении аксессуарных минералов.

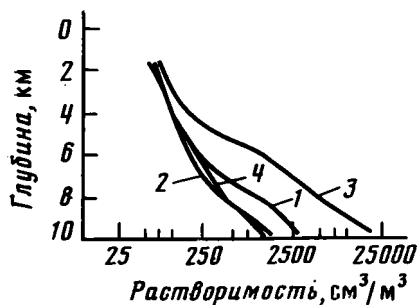
[27]. Тем не менее в ряде случаев внутри контуров отдельных газовых месторождений отмечена более высокая степень кристаллизации каолинита в виде крупных чешуек и агрегатов. А развитие процессов катагенеза за контуром месторождения продолжается под влиянием пластовых вод нормальной гидрохимической зональности.

Случай активного развития процессов наложенного катагенеза при формировании нефтегазовых месторождений на примере песчано-глинистых и алевроитовых толщ Западной Сибири рассмотрен в работе [13]. Здесь установлено, что песчаные породы меняются от литокластов в юрских отложениях к средним аркозам в нижнемеловых и кислых аркозам в верхнемеловых отложениях. Состав глинистых минералов меняется от гидрослюд (юрские отложения) к хлоритам (нижнемеловые отложения) и монтмориллонитам (верхнемеловые отложения) при сильно колеблющемся содержании каолинита. Содержание биотита имеет резкий максимум в нижнемеловых отложениях. Регионально выраженными катагенетическими изменениями глинистого вещества являются процессы гидрослюдизации монтмориллонита через фазу смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований. В то же время фиксируются аномально выраженные ареалы развития процессов каолинизации песчаных пород. При этом делается вывод о том, что степень каолинизации сильнее в тех районах, где с терригенными отложениями мезозоя связана основная нефтегазоносность, и гораздо слабее там, где наблюдаются лишь единичные залежи. Подобные явления описаны различными авторами в нефтегазоносных толщах по многим районам СССР [6, 12, 22, 23, 26]. В последние годы при морском бурении в акваториях Охотского моря установлены значительные масштабы процессов каолинизации внутри контуров ряда нефтегазовых и газоконденсатных месторождений. Б. А. Лебедевым с соавторами по рассматриваемой проблеме делается следующий вывод: «Если правильно наше представление о том, что эпигенетический каолинит образуется при наложенных процессах, то нужно считать каолинизацию обязательным этапом формирования нефтяных и газовых скоплений» [13, с. 70]. Эту точку зрения можно рассматривать как крайне противоположную концепции «торможения» катагенетических процессов при формировании нефтегазовых месторождений.

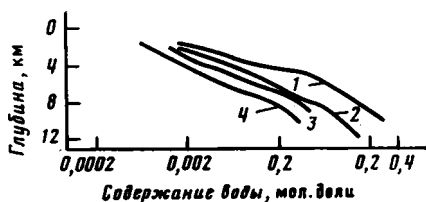
Как отмечено в работе [13], помимо каолинизации в промышленно нефтегазоносных пластах нижнемелового возраста при катагенезе образуется модификация хлорита, отличная от возрастных аналогов, находящихся вне участков нефтегазоносности. Делается вывод о том, что при катагенетическом изменении хлорита происходит как бы «подготовка» его к каолинизации. При этом выносятся такие компоненты, как Mg^{2+} , Ca^{2+} , SiO_2 , Fe^{2+} и др., которые затем переохлагаются в виде регенерированного кварца, карбонатов и т. д. Вообще развитие каолинита по глинистому цементу пор в сочетании с регенерационными каемками кварца — наиболее типичное следствие течения катагенетических процессов, что отражено во многих публикациях по нефтегазоносным районам СССР.

Итак, если концепция «торможения» катагенетических процессов находит объяснение в неполярности нефтей, их «консервативной» роли в отношении катагенетических преобразований пород, то для случаев их заметных преобразований должны быть найдены какие-то весьма активные агенты, способные к их осуществлению. В литературе по этому поводу высказаны различные точки зрения.

Занимаясь вопросами гидрогеохимических сред Северного Сахалина, автор обратил внимание на явление гидрохимической инверсии, наблюдаемое в структурах многих нефтегазовых месторождений этого региона. Между тем совпадению появления инверсионных маломинерализованных вод с нефтегазовыми месторождениями посвящено большое число публикаций [8, 18, 24 и др.] В последние годы различные исследователи все чаще связывают это явление с образованием так называемых конденсационных и солюционных вод. Своеобразие их



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Изменение влагосодержания метана с глубиной в термобарических условиях нефтегазоносных водонапорных бассейнов юга СССР [8]. Бассейны: 1 — Равнинного Крыма; 2 — Южно-Каспийский; 3 — Днепровско-Донецкий; 4 — Предкарпатский

Фиг. 2. Растворимость воды в нефти в термобарических условиях нефтегазоносных водонапорных бассейнов юга СССР [8]. Бассейны: 1 — Южно-Каспийский; 2 — Предкарпатский; 3 — Крымско-Предкавказский; 4 — Днепровско-Донецкий

состава, резкое отличие от состава вод нормальной пластовой зональности, а также распространенность по известным и впервые открытым районам нефтегазоносности позволяют поставить задачу оценки их влияния на процессы катагенеза, что и явилось основной темой настоящей работы.

Проблема конденсационных вод имеет более чем 20-летнюю историю. Наиболее полно их роль в гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений освещена в работах [7, 8]. Экспериментально процесс образования конденсационных вод изучен А. И. Гриценко [4]. Им показано, что при исследовании углеводородных систем, содержащих водяные пары, в условиях изотермического снижения давления при пластовой температуре выделяются два слоя жидкости (конденсат и вода) вместо обычного одного (конденсат). Однако ранее Б. И. Султанов [24], используя данные о влагонасыщенности природных газов, обосновал концепцию формирования слабоминерализованных вод в связи с образованием газоконденсатных месторождений Азербайджана. В этой работе говорится о том, что образование подземных конденсационных вод непосредственно связано с миграцией и аккумуляцией углеводородов; из всех групп природных вод они с наибольшим правом могут быть названы нефтяными. Наиболее существенной причиной формирования конденсационных вод является высокая растворимость воды в различных газообразных и жидких углеводородах. На фиг. 1 и 2 показаны графики изменения растворимости воды и влагосодержания метана в зависимости от глубины залегания нефтегазовых месторождений [8]. Эти графики иллюстрируют принципиальную возможность выделения конденсационных вод из гомогенного углеводородного флюида при его подъеме из более глубоких зон земной коры к ее верхним этажам.

По расчетам В. В. Колодия [8], при перемещении нефти с глубины 8 км на глубину 3 км из каждого 1 м³ углеводородной смеси выделяется 0,001—0,01 м³ солюционной воды (воды, растворенной в нефти). В результате из залежи с запасами 50·10⁶ м³ нефти выделится 5·10⁴ м³ воды. Таким образом, при площади водонефтяного контакта 1 км², пористости коллектора 15% и остаточной водонасыщенности 20% мощность водяной оторочки под залежью составит 0,4—4,0 м.

В тех же условиях при переносе воды газообразными углеводородами из каждого 1 м³ газа (условия нормальные) выделяется 28—53 г конденсационной воды, что для залежи с запасами 5·10⁹ м³ газа составит 14·10⁵—2,6·10⁵ м³ воды [8]. При указанных выше величинах водонефтяного контакта, пористости и остаточной водонасыщенности мощность водной оторочки составит 11—22 м. В платформенных усло-

виях при слабых наклонах пластов и значительной площади газоводного контакта мощность каймы опреснения конденсационных вод может иметь ничтожно малые размеры. Для складчатых областей при круто падающих пластах и малой площади водонефтегазовых контактов мощность слоя конденсационных (или солюционных) вод может достигать десятков метров и более.

Решающим фактором в образовании пресных конденсационных вод является одновременный процесс конденсации из гомогенной газоконденсатной системы тяжелых углеводородов в жидкую фазу с насыщением последней газом, содержащим водяные пары, избыток которых выделяется в обособленную фазу с образованием дисперсионной системы: газоконденсат—вода [19]. При этом избыточный привнос паровой фазы (и, следовательно, возможность образования конденсационных вод в структурах Южно-Каспийской впадины) возможен на глубинах не менее 3—4 км.

Вообще возникновение оторочки опреснения составляет лишь часть проблемы, так как, возникнув и обособившись в структуре нефтегазовой ловушки, конденсационные воды начинают взаимодействовать с фоновыми водами нормальной солености, в результате чего могут выравниваться минерализация и состав вод. Тем не менее практика проведения разведочных работ и гидрогеологических опробований показывает, что оторочки опреснения, вскрытые скважинами, нередко служили индикаторами близкого присутствия нефтегазовой залежи и способствовали тем самым успешному ее поиску [16].

Итак, мы видим, что существует ряд экспериментально подтвержденных, теоретически исследованных и наблюдавшихся в природе явлений, которые сопряжены с появлением пресных конденсационных вод. В этом отношении интересно обратить внимание еще на одну закономерность, установленную на крупнейших в СССР газовых месторождениях Западной Сибири — Уренгойском и Ямбургском [1], где открыт эффект существенно более низкой солености связанных вод, извлеченных из глинистых фракций пород внутри контуров этих месторождений, по сравнению с теми, которые получены вне их. Это явление может также служить указанием на опресняющее влияние конденсационных вод в связи с образованием газовых месторождений.

Как уже отмечалось, химический состав конденсационных вод весьма своеобразен. Однако он может существенно искажаться под влиянием остаточных фоновых вод. Наибольший интерес в отношении химической характеристики конденсационных вод представляют данные, полученные в процессе эксплуатации газовых месторождений при нарушении пластовых условий [11]. Наблюдаемая длительность истечения газов из недр снимает сомнение в том, что в данном случае анализу подвергнуты именно конденсационные воды, а не воды какого-либо иного типа (в частности, остаточные пластовые или техногенные, появление которых в пласте возможно при проходке разведочных и эксплуатационных скважин). Химическая характеристика конденсационных вод приведена в табл. 1.

Для конденсационных вод характерна весьма низкая минерализация. В ряде случаев соленость этих вод приближается к концентрации солей в дождевых водах. Среди анионов обычно преобладают гидрокарбонаты, но иногда концентрации Cl^- превышают концентрации HCO_3^- . В ряде случаев отмечается повышенная концентрация сульфатов. Среди катионов обычно преобладает натрий. Состав микроэлементов изучен слабо. Предполагаются относительно повышенные концентрации кремнезема. Однако имеющиеся данные и теоретические представления о миграции этого компонента в газовой фазе свидетельствуют о его малых содержаниях в конденсационных водах. Для сопоставления в табл. 1 приведен также состав дождевых вод и пароконденсатов наиболее высокремнистых азотно-углекислых гидротерм типа гейзеров. Как видно из таблицы, средние концентрации кремния в паре не велики. По экспериментальным данным, содержания кремния в со-

Таблица 1

Состав конденсационных вод различных газовых и нефтегазовых месторождений, конденсатов газопаровых струй гидротерм и дождевых вод

Месторождение, источник (интервал опробования, м)	рН	Содержание, мг/л								Общая минера- лизация, мг/л	Литературный источник
		Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂		
Северо-Крымский прогиб											
Задорненское, скв. 11 (554—580)	7,0	29,9	—	35,3	7,1	21,3	19,8	152,6	7,3	266,0	[8]
Предкарпатье											
Дашавское, скв. 46 (610—625)	—	722,0	—	2,0	2,5	1065,0	9,1	91,5	5,4	1892,0	[8]
Днепровско-Донецкая впадина											
Перещепинское, скв. 112	—	28,0	—	6,4	2,2	57,0	5,0	Не обн.	3,2	106,0	[8]
Рыбальское, скв. 154 (1585—1590)	7,0	214,0	7,0	186,4	40,0	395,0	260,0	342,0	18,8	1477,0	[8]
Средняя Азия											
Газлинское, горизонт IX, скв. 56	6,6	61,4	4,0	10,0	2,7	35,3	9,0	134,5	—	264,4	[11]
То же, горизонт X, скв. 153	6,0	10,6	Не обн.	7,0	Не обн.	5,6	2,2	38,8	—	68,4	[11]
Западная Сибирь											
Медвежье, скв. 519*	7,95	124,0	3,1	15,2	1,5	149,6	—	163,5	5,2	462,1	—
То же, скв. 1003*	7,42	38,6	3,1	43,2	4,9	138,3	—	36,6	2,6	267,3	—
Уренгой, скв. 12212*	6,69	18,6	8,75	2,4	2,4	29,2	—	29,3	1,2	91,8	—
Рионская низменность (дождевые воды)											
с. Малтаква	6,05	0,92	0,25	1,15	0,23	1,34	2,06	3,78	0,5	10,6	[5]
Камчатка (парогазовые струи)											
Гейзерные источники	5,5	168,8	0,6	14,0	1,2	352,8	41,2	141,5	1,2	840,0	[9]
Узон, центральное фумарольное поле	6,85	15,4	0,2	Не обн.	Не обн.	8,6	37,9	22,0	2,6	100,0	[9]

* Пробы воды отобраны В. Г. Козловым, ВНИИГАЗ, анализы выполнены Н. И. Автандиловой, ГИН АН СССР.

ставе пара прямо пропорционально его плотности [14], но зависит также от его содержания в исходных паровыделяющих водах. Этим же закономерностям подчиняются и конденсационные воды. Очевидно, что содержание в них кремнезема зависит от температуры, давления (в целом от глубины формирования нефтегазового месторождения), а также от содержания этого компонента в составе исходных вод, давших начало глубинному гомогенному флюиду. Это положение, очевидно, относится и к содержанию других компонентов.

При физико-химической характеристике вод конденсационного генезиса обращают внимание весьма низкие значения pH (обычно 5,5—6,5). Наиболее вероятно, что это обусловлено присутствием CO_2 , неизменно сопутствующим углеводородным газам и способным легко растворяться в водах.

Таким образом, по гидрохимическому облику конденсационные воды нефтегазовых месторождений весьма схожи с высокореагентными типами вод, способными активно взаимодействовать с вмещающими их горными породами.

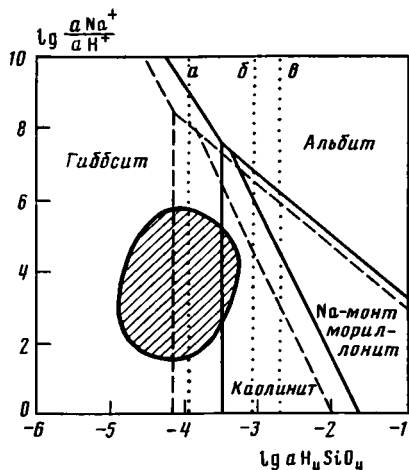
К сожалению, автор не располагает данными по такому нефтегазовому месторождению, где бы наиболее достоверно и значительно по масштабам проявились конденсационные воды и одновременно были проведены детальные минералого-геохимические исследования пород, вмещающих рассматриваемую углеводородную залежь. Выполненный в настоящей работе анализ проведен на примере модели обобщенных геологических условий, основой для которой послужили результаты исследований, приведенные в работах [8, 13]. Для количественной оценки геохимической роли конденсационных вод использована расчетная модель, соответствующая образованию газового (или газоконденсатного) месторождения, сформированного на глубине 3 км при подъеме исходного флюида с глубины 8 км. Тогда газовая залежь с запасами $5 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ даст до $2,6 \cdot 10^5 \text{ м}^3$ конденсационной воды [8]. При этом можно предположить [13], что в данном случае открытая пористость аркозовых песчаников составляет 15%, цемента 7%; последний представлен монтмориллонитом (рассмотрены также случаи, когда цемент представлен хлоритом, гидрослюдой и смешанослойным минералом типа гидрослюда-монтмориллонит).

Для оценки направленности и пределов преобразования основных породообразующих минералов пород, в которых происходит накопление конденсационных вод, использованы методы химической термодинамики, детально разработанные в [2, 28, 31, 32 и др.].

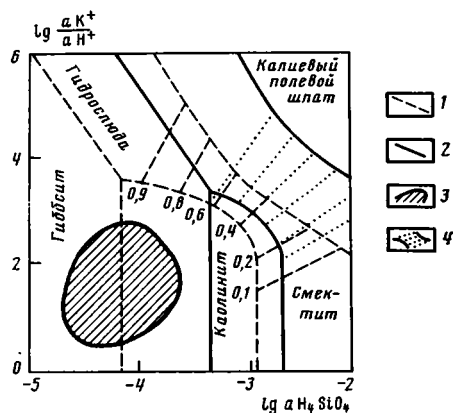
Некоторые осложнения в подобного рода оценках вызывает использование свободных энергий образования минералов с переменным составом таких, как монтмориллониты, гидрослюды, хлориты и в наибольшей степени смешанослойные минералы. Однако в данном случае нас может удовлетворить приближительная оценка термодинамических параметров этих минералов. Задача несколько упрощается также и тем, что ионная сила рассматриваемых растворов характеризуется весьма малыми (обычно менее 0,03) значениями, что позволяет использовать уравнение Дебая—Хюккеля во втором приближении для расчета коэффициентов активности подвижных компонентов реакций: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , H^+ . Коэффициенты активности H_2O и H_4SiO_4 принимаются равными единице.

В качестве примера графического выражения равновесной системы приводится диаграмма, отвечающая равновесному состоянию минералов: альбит — Na-монтмориллонит — каолинит — гиббсит (фиг. 3).

После распределения точек, соответствующих химическому составу конденсационных вод (использованы данные, приведенные в табл. 1), оказывается в области, отвечающей равновесному состоянию водных растворов с гиббситом и каолинитом. Это характерно также и для других равновесных систем типа: хлорит — Mg-монтмориллонит — каолинит — гиббсит; Са-плагиоклаз — Са-монтмориллонит — каолинит — гиббсит; калиевый полевой шпат — мусковит — K-монтмориллонит —



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 3. Диаграммы равновесных состояний системы $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ при различных температурах
1 — при 25°C по [28]; 2 — при 100°C (данные автора); 3 — поле распространения конденсационных вод; 4 — уровни насыщения кварца (а — при 25°C , б — при 100°C) и аморфного кремнезема (в — при 25°C)

Рис. 4. Диаграммы равновесных состояний системы $\text{HCl}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ при различных температурах
1 — при 25°C , по [30]; 2 — при 100°C , данные автора; 3 — поле распространения конденсационных вод; 4 — уровни гидрослюдистого компонента в поле развития смешанослойного минерала гидрослюда-смектит

каолинит — гиббсит, а также для систем, учитывающих появление смешанослойных минералов (фиг. 4).

Из приведенных графиков следует, что состав конденсационных вод с позиции термодинамических оценок позволяет рассматривать эти воды как весьма активный агент в отношении их действия на основные породообразующие минералы. На первых стадиях процесс будет направлен на полное гидролитическое их разложение. Затем по мере накопления в растворе продуктов выщелачивания процесс стабилизируется на уровне равновесия раствора с каолинитом и должен прекратиться при достижении равновесного состояния каолинита с минералами более высоких степеней силификации; смектитом, гидрослюдой, хлоритом или смешанослойными минералами. Это следует из натуральных наблюдений в разрезах месторождений.

Уравнения реакций каолинизации глинистых минералов, а также их термодинамические параметры, необходимые для расчета констант реакций, приведены в табл. 2 и 3.

Эти данные позволили вычислить константы реакций каолинизации при нормальных условиях по уравнению

$$\Delta G_{\text{реак}}^0 = -1,364 \lg K_{298,15}, \quad (1)$$

где $\Delta G_{\text{реак}}^0$ — стандартная свободная энергия реакции; K — константа реакции.

Для вычисления констант реакций, протекающих при более высоких температурах, применяется несколько методов расчета (см. табл. 3). Наиболее прост, но менее точен метод, в основе которого лежит уравнение Вант-Гоффа:

$$\frac{dK}{dT} = \frac{\Delta H_{\text{реак}}^0}{T^2}. \quad (2)$$

Использование этого уравнения в относительно небольшом температурном интервале удобно при допущении, что $\Delta H_{\text{реак}}$ — величина постоянная. Проинтегрировав выражение (2) и переведя натуральные логарифмы

Термодинамические параметры глинистых минералов и основных компонентов состава вод, использованные в расчетах равновесий

Глинистые минералы и компоненты раствора	$\Delta H_{298,15}^0$, ккал/моль	$\Delta G_{298,15}^0$, ккал/моль	Литературный источник
Натриевый монтмориллонит ($\text{Na}_{0,33}\text{Al}_{2,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$)	—1366,84	—1277,76	[29]
Хлорит $\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	—2109,84	—1954,8	[29]
Гидрослюда $\text{K}_{0,6}\text{Mg}_{0,25}\text{Al}_{2,3}\text{Si}_{3,5}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	—1390,8	1300,98	[29]
Каолинит $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	—979,6	—903,0	[15]
H_4SiO_4	—349,46	—312,64	[15]
H_2O	—68,315	—56,688	[15]
Na^+	—57,469	—62,672	[15]
K^+	—60,04	—67,466	[2]
Mg^{2+}	—110,36	—108,81	[15]
H^+	0	0	[2]

рифмы в десятичные, получим

$$2,303 \lg \frac{K_{T_2}}{K_{T_1}} = - \frac{\Delta H_{\text{реак}}^0}{R} \left(\frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_1} \right), \quad (3)$$

где K_{T_1} — константа реакции при 25°С; K_{T_2} — определяемая константа реакции при заданной температуре; $\Delta H_{\text{реак}}^0$ — энтальпия реакции; R — универсальная газовая постоянная.

Уравнение (3) использовано для расчета констант реакций II и III (см. табл. 3), протекающих при 100°С. Таким образом, учтены нормальные и относительно высокотемпературные условия. Такой диапазон температур выбран потому, что в нем наблюдаются проявления конденсационных вод.

Замкнутость рассматриваемых природных систем оправдывает применение принципа развития процессов в условиях термодинамического равновесия. Это позволяет перейти к оценке масштабов процесса каолинизации в результате деятельности конденсационных вод. Для этого следует определить предельно возможные значения подвижных компонентов реакций.

В качестве примера можно рассмотреть реакцию каолинизации На-сметита (реакция I, см. табл. 3).

Значения подвижных компонентов этой реакции могут быть представлены в следующем виде:

$$\lg \frac{a \text{Na}^+}{a \text{H}^+} = \frac{\lg K - 2,68 \lg a \text{H}_4\text{SiO}_4}{0,66}; \quad (4)$$

$$\lg a \text{H}_4\text{SiO}_4 = \frac{\lg K - 0,66 \lg \frac{a \text{Na}^+}{a \text{H}^+}}{2,68}. \quad (5)$$

Процесс поступления ионов Na^+ в раствор обусловлен действием протонов на кристаллическую решетку минерала. Таким образом, вынос натрия будет сопровождаться относительным увеличением pH водной среды. Поэтому при взаимодействии Na (или K-) -монтмориллонита с конденсационными водами величина $\lg a \text{Na}^+ / \lg a \text{H}^+$ (или соответственно $\lg a \text{K}^+ / \lg a \text{H}^+$) слабо изменится или несколько возрастет. Величина $\lg a \text{Na}^+ / \lg a \text{H}^+$ для конденсационных вод колеблется в пределах 1,41—5,46 (в среднем 3,435). Учитывая значение этого соотношения (5), можно определить концентрацию кремнезема для равновесного состояния каолинит — На-монтмориллонит, рассчитанную для 100°С. Предельная концентрация кремнезема в форме H_4SiO_4 составляет 254 мг/л.

Термодинамические параметры и константы реакций каолинизации глинистых минералов

Реакции каолинизации натриевого смектита (I), хлорита (II) и гидрослюда (III)	Константа реакции	$\Delta H_{298,15}^{\circ}$, ккал/моль	$\Delta G_{298,15}^{\circ}$, ккал/моль	$\lg K_{298,15}$	$\lg K_{373,15}$
I $2Na_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}OH_2 +$ $+0,66H^+ + 7,69H_2O =$ $= 2,33Al_2Si_2O_5(OH)_4 +$ $+0,66Na^+ + 2,68H_4SiO_4$	$K = \frac{[Na^+]^{0,66}[H_4SiO_4]^{2,68}}{[H^+]^{0,66}}$	4,968	7,084	-5,19	-4,64
II $Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 +$ $+10H^+ = Al_2Si_2O_5(OH)_4 +$ $+5H_2O + 5Mg^{2+} + H_4SiO_4$	$K = \frac{[Mg^{2+}]^5[H_4SiO_4]}{[H^+]^{10}}$	-112,60	-88,33	64,75	48,15
III $2K_{0,6}Mg_{0,25}Al_{2,3}Si_{3,5} \times$ $\times O_{10}(OH)_2 + 2,2H^+ +$ $+6,3H_2O =$ $= 2,3Al_2Si_2O_5(OH)_4 +$ $+2,4H_4SiO_4 + 1,2K^+ +$ $+0,5Mg^{2+}$	$K = \frac{[K^+]^{1,2}[Mg^{2+}]^{0,5}[H_4SiO_4]^{2,4}}{[H^+]^{2,2}}$	-7,34	-3,61	2,65	1,57

Примечание. Для реакции I $K_{373,15}$ рассчитана по уравнениям теплоемкости [15], для реакций II и III — по уравнению Вант-Гоффа.

Подобным образом рассчитывают химические компоненты в растворе, определяющие сосуществование минералов хлорит — каолинит и гидрослюда — каолинит. Концентрация кремнезема, необходимая для обеспечения равновесного сосуществования минералов хлорит — каолинит, равна 80 мг/л, а каолинит — гидрослюда — 76 мг/л (при температуре 100°С). Используя диаграмму (см. фиг. 4) можно приблизительно оценить предельную концентрацию кремнезема при 100°С для сосуществования каолинита со смешанослойным минералом типа гидрослюда-смектит, равную в этом случае 170 мг/л.

Для дальнейшего проведения расчета масштабов каолинизации использованы данные, приведенные в работах [8, 13], с учетом которых принимаем, что в терригенных толщах, где образовано газовое или газоконденсатное месторождение, цемент пород, представленный в данном случае Na-монтмориллонитом, составляет 7%, открытая пористость 15%, объемный вес монтмориллонита 1,8 г/см³. Тогда в результате несложных расчетов получим, что при взаимодействии конденсационных вод с цементом пород каолинизации подвергается до 0,1—0,15% общего объема цемента, находящегося в сфере деятельности этого типа вод.

В данном случае не учитываются иные взаимодействия, и в частности возможность фиксации кремнезема различными органическими соединениями типа смол, нафтеннов и т. д., а также процессы рассеяния конденсационных вод и их взаимодействие с обычными пластовыми водами.

Газовое (или газоконденсатное) месторождение, в нижней части которого собираются конденсационные воды, рассматривается как статичная внешне неизменяемая замкнутая система, при которой продукты реакций не имеют свободного оттока и скапливаются в оторочке месторождения. Так называемые *соллюционные* воды обладают более разнообразным составом по сравнению с конденсационными водами и в отличие от последних — меньшими масштабами проявления.

Процессы каолинизации иных минералогических типов цемента (хлоритового, гидрослюдистого или представленного смешанослойными минералами) характеризуются величинами того же порядка, что и в приведенном выше случае.

Таким образом, несмотря на ярко выраженную термодинамическую неравновесность конденсационных вод по отношению к породообразующим минералам, масштабы их геохимической деятельности весьма ог-

раничены. В этом плане следует иметь в виду, что само по себе проявление конденсационных и солюционных вод тем заметнее, чем контрастнее величины давления на уровнях зарождения нефтегазоносного флюида и его скопления в ловушке. В месторождениях нефти и газа, формирующихся *in situ*, углеводороды которых не претерпели, таким образом, значительных путей миграции, воды рассмотренных типов вообще должны отсутствовать.

В других случаях нефтегазовые ловушки могут играть роль промежуточных камер, в которые периодически поступает и из которых периодически мигрирует углеводородный флюид (так называемое схлопывание месторождений). Тогда могут возникнуть условия периодического возобновления скоплений конденсационных и солюционных вод. Процесс каолинизации в данном случае играет определяющую роль, и это, как отмечалось выше, фиксируется во многих работах по минеральным ассоциациям внутри контуров нефтегазовых месторождений. Контакт с жидкими углеводородами может активизировать процесс регенерации кварца при накоплении в растворе кремнезема и тем способствовать продлению процесса каолинизации. Однако и в самом благоприятном случае мало вероятно, чтобы значение масштаба процесса каолинизации в результате деятельности этого типа вод превысило первые единицы процентов от общего количества глинистого цемента пород, вмещающих месторождение. Между тем в ряде случаев аутигенный каолинит здесь достигает и превышает 50% от общего количества глинистого материала [13]. Обращает на себя внимание тот факт, что масштабы гидрохимических инверсий в нефтегазоносных районах превосходят объяснимые только за счет деятельности конденсационных вод величины опреснения подземных вод (Северный Сахалин, Западная Сибирь). Появление вод пониженной минерализации в нефтегазоносных регионах на больших глубинах может объясняться процессами дегидратации глин и аквагенных органических веществ, оттоком связанных вод и процессами гидрослюдизации монтмориллонитов. Роль этих геохимических явлений может повлиять на историю развития осадочного бассейна и усилить эффект проявления конденсационных и солюционных вод.

Наиболее заметную роль в катагенетической (или гидрогенной) каолинизации, по-видимому, играют процессы углекислотного выщелачивания.

В нефтегазоносных районах окисление органических веществ создает обычно определенную добавку CO_2 к газам метанового ряда. Однако наиболее заметно углекислотное выщелачивание развивается там, где угольный ангидрид имеет метаморфогенное происхождение. В этих случаях концентрации CO_2 могут превышать концентрации метана, а парциальное давление газа может достигать единиц, а в отдельных случаях десятков атмосфер. Такие углекислотные флюиды образуют самостоятельную, не связанную с процессами нефтегазообразования провинцию в поясе новейшего орогенеза. Однако они встречаются и в нефтегазоносных районах (Западная Сибирь, Северный Сахалин) [3, 21] и тяготеют к тектонически активным зонам: разломам, рифтам. Длительная и активная деятельность этих агрессивных вод, очевидно, способствует появлению афациальных вертикальных зон с развитием метасоматического каолинита, слагающего так называемые каолинитовые столбы [25]. Сформированные ими структуры обладают оптимальными коллекторскими свойствами и в ряде случаев служат вмещателями нефтегазовых месторождений.

* *
*

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Концепция «торможения», как и концепция активизации катагенеза при формировании нефтегазовых и газоконденсатных месторожде-

ний отражает различную роль гидрогеохимических сред, сопровождающих этот сложный и противоречивый процесс.

2. Чем контрастнее P — T -условия на уровне зарождения гомогенного углеводородного флюида и генерируемого им месторождения, тем вероятнее и заметнее преобразование пород под действием конденсационных и солюционных вод.

3. По термодинамическим параметрам конденсационные воды выступают в качестве потенциально активного агента в катагенетическом преобразовании пород. Однако ограниченность масштабов их проявления и замкнутость системы существенно снижает их роль в этом процессе.

4. Применение методов химической термодинамики показало, что значение масштабов процесса каолинизации смектитов, гидрослюд, хлоритов и других глинистых минералов цемента пород в результате деятельности конденсационных вод достигает 0,1—0,15% (от общего количества цемента), а при наиболее благоприятных условиях — первых единиц процентов.

5. Значительные (50% и более от общего минерального состава цемента) масштабы каолинизации определяются деятельностью глубинных углекислотных флюидов, формирующихся под влиянием процессов метаморфизма.

Литература

1. Ахияров В. Х., Хафизов Ф. З. Палеогидрогеологический метод изучения условий формирования залежей нефти и газа//Сов. геология. 1985. № 3. С. 53—56.
2. Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 367 с.
3. Гидрогеология СССР. Т. XXIV. М.: Недра, 1972. 343 с.
4. Гриценко А. И. Исследование влияния воды на фазовые превращения газоконденсатных смесей//Газовое дело. 1964. № 4. С. 3—11.
5. Зверев В. П. Роль подземных вод в миграции химических элементов. М.: Недра, 1982. 184 с.
6. Клубова Т. Т. Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. М. ИГИРГИ, 1970. 38 с.
7. Колодий В. В. Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. Киев: Наук. думка, 1975. 124 с.
8. Колодий В. В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти. Киев: Наук. думка, 1983. 246 с.
9. Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М.: Наука, 1965. 147 с.
10. Конторович А. Э., Трофимук А. А. К методике изучения истории залежей нефти и газа//Геология нефти и газа. 1973. № 7. С. 18—24.
11. Корценштейн В. Н. Нарушения равновесия пластовых вод при разработке газовых месторождений. М.: Недра, М. 1980. 227 с.
12. Лазарева В. М., Елизарова Е. Н. Некоторые закономерности состава глинистых минералов и битумов в продуктивных горизонтах и покрышках нижнемеловых отложений Западного Предкавказья//Нефтегаз. геология и геофизика. 1969. № 8. с. 31—37.
13. Лебедев Б. А., Аристова Г. Б., Бро Е. Г. и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности//Тр. ВНИГРИ. 1976. Вып. 361. 132 с.
14. Мицюк Б. М., Горогоцкая Л. И. Физико-химические превращения кремнезема в условиях метаморфизма. Киев.: Наук. думка, 1980. 236 с.
15. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 238 с.
16. Никаноров А. М. Методы нефтегазопромысловых гидрогеологических исследований. М.: Недра, 1977. 256 с.
17. Пероззо Г. Н. Катагенез и глубинный эпигенез в гранулярных коллекторах нефти Усть-Балыкского месторождения//Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М.: Наука, 1967. С. 70—98.
18. Петренко В. И. Динамика и фазовые превращения подземных вод при эксплуатации газоконденсатных месторождений//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 1. С. 116—129.
19. Петренко В. И., Заводной С. С. Роль фазовых переходов в системе углеводороды — вода в формировании оторочек маломинерализованных вод//Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 5. С. 1196—1199.
20. Прозорович Г. Э., Зарипов О. Г., Валюженич З. Л. Вопросы литологии нефтегазоносных отложений центральных и северных районов Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГРИ, 1970. 188 с.
21. Розин А. А., Сердюк З. Я. Преобразование состава подземных вод и пород За-

- падно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа//Литология и полез. ископаемые. 1970. № 4. С. 102—114.
22. Сахибгареев Р. С. Минералогия глин продуктивных отложений месторождений Сургутского нефтеносного района: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГИРГИ, 1968. 19 с.
 23. Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1986. 135 с.
 24. Султанов Б. И. Глубинные конденсационные воды газоконденсатных месторождений и условия их формирования//Докл. АН АзССР. 1961. Т. XVII. № 12. С. 1165—1167.
 25. Тимофеев П. П., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. и др. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования//Литология и полез. ископаемые. 1974. № 3. С. 58—83.
 26. Ушатинский И. Н. Минералогия и геохимия глинистого материала нефтегазоносных отложений Западной Сибири: Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: Институт геол. и геофиз. АН СССР. 1973. 52 с.
 27. Юркова Р. М. Опыт изучения постседиментационных изменений песчаников нефтегазоносных горизонтов Северного Сахалина//Литология и полез. ископаемые. 1969. № 3. С. 20—32.
 28. Helgeson H. C., Brown Th. H., Leeper K. H. Handbook of theoretical activity diagrams depicting chemical equilibria in geological systems involving solid and aqueous phase at 1 atm. and 0° to 300° C. San Francisco: 1969. 253 p.
 29. Helgeson H. C., Delany I. M., Nesbitt H. W., Bird D. K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals//Amer. J. Sci. 1978. V. 278-A. P. 229.
 30. Nesbitt H. W. A chemical equilibrium model for the Illinois Basin formation waters//Amer. J. Sci. 1985. V. 5. P. 436—455.
 31. Pačes T. Chemical characteristics and equilibration in natural water-felsik rock-CO₂ system//Geochim. et cosmochim. acta. 1972. V. 36. P. 217—240.
 32. Tardy I. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from zone European and African crystalline massifs//Chem. Geol. 1971. V. 7. № 2. P. 253—271.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
22.IV.1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.52 : 551.311.3(265/266)

ЗОЛОВЫЙ ТИП ПЕЛАГИЧЕСКИХ ГЛИН СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

КУЗНЕЦОВ А. Г.

В составе пелагических глин по сравнению с другими типами океанских осадков важную роль играет золовый материал, которым в значительной мере сложены алевроитовая и пелитовая фракции глин. На это обратил внимание уже Д. В. Наливкин [5], выделив золово-морской тип глин в северо-восточной части Атлантического океана, образующихся на значительном удалении от берега, там, где оседает тончайшая пыль, принесенная ветром из пустыни Сахара.

П. Е. Бискай [8] обнаружил хорошую корреляцию между широтным положением аридных областей и процентным содержанием кварца в глубоководных осадках на этих широтах. Четко ограниченный пояс осадков лежит в северной части Тихого океана между 25 и 50° с. ш. [6, 16]. Дальнейшие исследования [3, 4] позволили оценить вклад аэрозольного материала дальнего разноса в пелагическое осадконакопление: он составляет 1,6 млрд. т/год, тогда как доля флювиогенного — 1,3 млрд. т/год. Механизм формирования золово-морских отложений в пелагических областях океана рассмотрен А. П. Лисицыным [4].

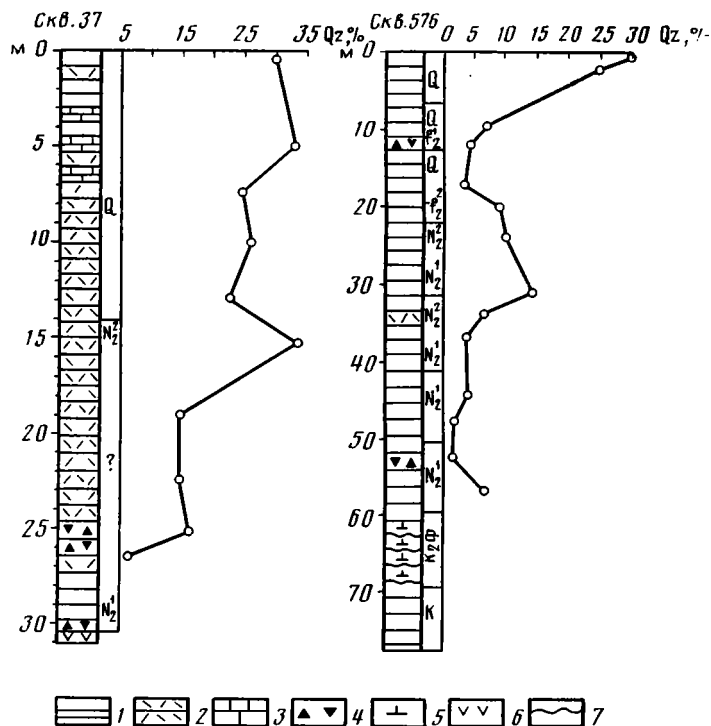
Вынос пыли осуществляется главным образом из пустынных и семиаридных областей континентов. В зависимости от высоты подъема аэрозольный материал переносится тропосферными (высота 7—11 км) или стратосферными (высота 17—55 км) струйными течениями со скоростью 30—70 км/с. Струйные течения образуют два пояса в районах 30° с. ш. и 30° ю. ш., где расположены крупнейшие пустыни суши. В составе тропосферного золового материала доминируют частицы размером 2—10 мкм, составляющие 70—90% от массы аэрозоля. Время пребывания пыли в атмосфере максимально в аридных зонах с низкой влажностью воздуха, где дальность переноса пелитового материала может составлять 5—14 тыс. км. При тропосферном переносе аэрозоль переходит из атмосферы на поверхность океана или суши путем гравитационного осаждения или вымывания дождем и снегом. В транспортировке тончайшей пыли в водной толще на дно основная роль принадлежит биофильтрационному пеллетному транспорту.

Вопрос о выделении золовых пелагических глин в качестве особого генетического типа глубоководных осадков аридных зон океана получил дальнейшее подкрепление в результате глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер» (рейс 86) в северо-западной части Тихого океана (фиг. 1) [11]. В этом рейсе были вскрыты разрезы пелагических глин, сложенных преимущественно золовым материалом: глинистыми минералами (гидролюда, хлорит), тонкодисперсным кварцем и полевыми шпатами с характерными структурными признаками золовой пыли (фиг. 2), которыми являются свежие сколы и выбоины, обусловленные соударением песчинок в атмосфере. Биогенный материал представлен фитолитами.

Для выяснения значения, состава и истории накопления аэрозольного материала в процессе формирования пелагических глин нами проведены исследования с использованием световой и сканирующей электронной микроскопии, рентгеновской дифрактометрии и полных силикатных анализов. Четвертичные (частично, возможно, плиоценовые) пелагические глины изучены в 19 колонках рейсов 27, 29, 43, 48 НИС «Витязь», в одной колонке рейса 23 НИС «Дмитрий Менделеев» и в трех колонках рейса 6 НИС «Академик Мстислав Келдыш» из Тихого и Атлантического океанов. Материалом по более древним пелагическим глинам послужили 17 образцов из трех скважин глубоководного бурения рейсов 5, 56, 86 бурового судна «Гломар Челленджер» из Тихого океана.

Проведено сравнение гранулометрического, минерального и химического составов золовых глин с другими генетическими типами пелагических глин: флювиогенными (состоящими преимущественно из терригенных минералов, выносимых в океан реками) и достигающими пелагиали в составе флювиальной взвеси), туффитовыми (в составе которых значительную роль играют продукты субаэрального островодужного (вулканизма) и эдафогенно-аутигенными (состоящими в основном из продуктов субаквального базальтового вулканизма, аутигенных глинистых минералов, цеолитов, гидроокислов железа и марганца).

Содержание кварца определялось на рентгеновских дифрактометрах ДРОН-1 и -1,5 методом внутреннего стандарта [1], а полевых шпатов, среди которых в пелагических глинах резко преобладает плагиоклаз, — путем пересчета интенсивности отражения при 27,9—28,15° (3,21—3,16 Å) с учетом содержания кварца и коэффициента, равного 2,8 [9]. Состав глинистых минералов определялся на дифрактометре ДРОН-2. Относительное содержание рассчитано по методу П. Бискайя [7].

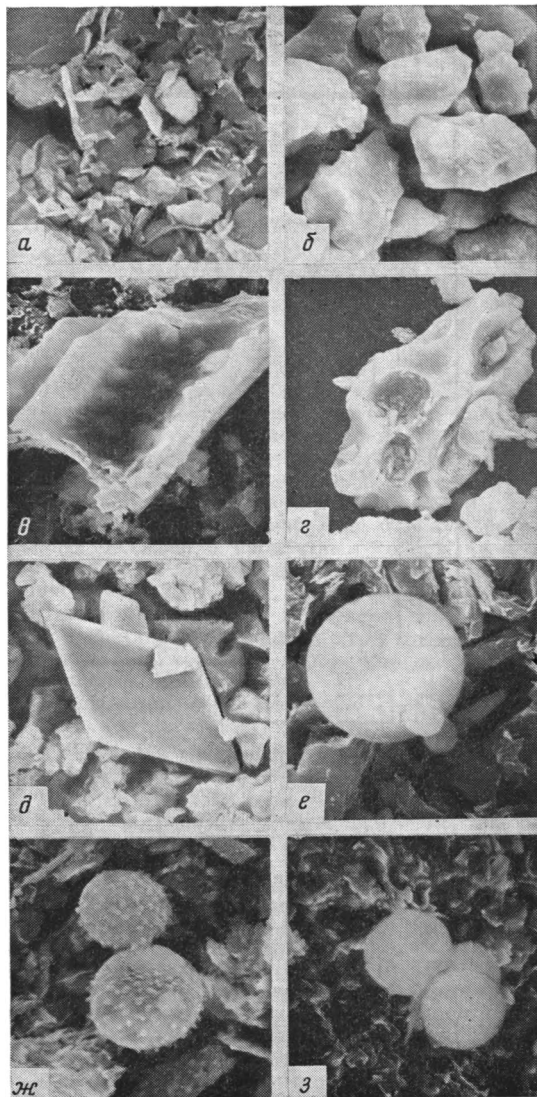


Фиг. 1. Распределение кварца в эоловых пелагических глинах из скважин глубоководного бурения (DSBP)

1—3 — глины (1 — пелагические, 2 — цеолитовые, 3 — мергелистые пелагические); 4 — кремни; 5 — кокколиты; 6 — базальты; 7 — перерывы

Изучаемые четвертичные осадки представлены светло-коричневыми, реже коричневыми пелитовыми илами (пелита 89,2—99,6; алевроита 0,3—10,8; песка менее 0,1%). Древние осадки несколько более крупнозернистые (пелита 74,3—99,7; алевроита 1—25; песка до 5%), что связано с вторичным погрублением гранулометрического состава за счет аутигенного минералообразования (скв. 37, 576) [11, 18]. Текстура осадка однородная, реже со следами биотурбации. Микротекстура неупорядоченная, что обусловлено одновременным присутствием неориентированных листочков глинистых минералов, округлых зерен кварца, остроугольных осколков плагиоклаза и вулканического стекла. Структура пелитовая. В тяжелой фракции крупного алевроита преобладают железомарганцевые микроконкреции (14,5—70,4%), роговая обманка (0,4—2,9%) и эпидот (0,5—2,9%). Основными минералами легкой фракции являются кварц (3—12%), плагиоклазы (3—8%), филлипсит (до 9%), кислое (до 3,8%) и палагонитизированное (до 1,7%) вулканическое стекло. Биогенный материал представлен в основном опаловыми фитолитами, спорами и гифами грибов, ихтиолитами и редкими обломками раковин радиолярий. Фитолитов больше всего в экваториальных районах, спор грибов — в средних широтах (см. фиг. 2) [12].

Эоловые отложения, относящиеся к фациям миопелагических глин, светлоокрашенные и сравнительно более крупнозернистые, чем отложения, относящиеся к фациям эвпелагических глин (пелита 97,5—99,4; алевроита 0,6—5,3; песка до 0,16%). Филлипсита в них не более 27%. В древних эоловых осадках содержание филлипсита может возрастать до 44% [15]. Часто встречаются обломки кремневых скелетов микроорганизмов. Эта разновидность эоловых глин распространена в северной части Северо-Восточной котловины. Исследованиями установлено, что в плейстоценовых эоловых миопелагических глинах (ст. 4084, 34°59,8' с. ш., 172°56,5' з. д.; ст. 4096, 34°55,8' с. ш., 160°46,2' з. д.) кварц составляет 24—29%, плагиоклаз 10—18%, причем максимальные значения приурочены к поверхностному (0—5 см) слою (фиг. 3). От суммарного содержания в пелитовую фракцию попадает кварца 56—57% и плагиоклаза 57—58%, в мелкоалевритовую — соответственно 32—33 и 34—37%; в крупноалевритовую — 11—12 и 8—9% (табл. 1). Учитывая среднюю скорость седиментации (около 1 м/млн. лет) [14] и мощность накопившихся отложений для скв. 37 (40°58,74' с. ш., 140°43,11' з. д.), можно предположить, что эоловые условия аридной седиментации в Северо-Восточной котловине существовали на протяжении всего плейстоцена и, возможно, позднего плиоцена (кварца 26—29%, плагиоклаза 6—8% (см. фиг. 1)). Резкое обогащение плагиоклазом плиоцен-миоценовых осадков (26—38%) на глубине 18—25 м при одновременном значительном (14—34%) содержании кварца, очевидно, связано с тем, что в это время данный участок Тихоокеанской плиты находился ближе к западному побережью Северной Америки, чем в настоящее время [19], откуда в миоцене в океан поступало большое количество пирокластического и



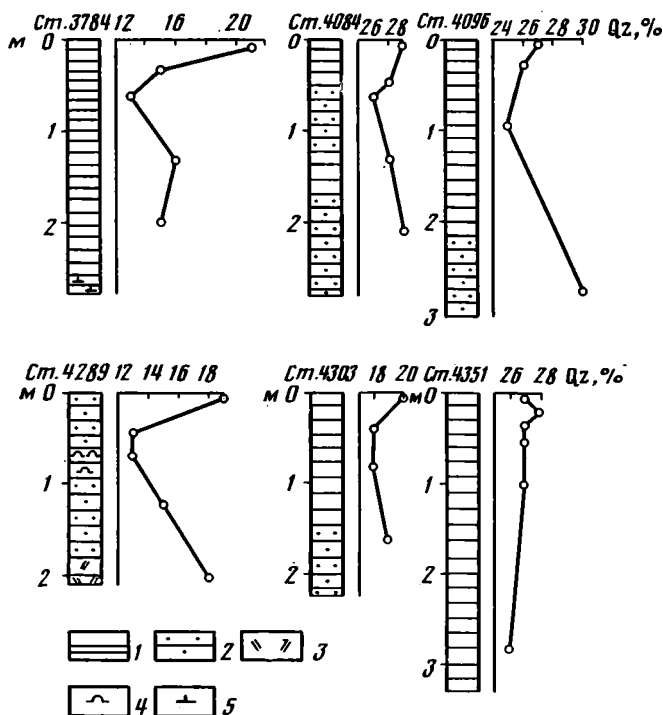
Фиг. 2. Электронно-микроскопические снимки образцов эоловых пелагических глин

а — листочки гидрослюд и хлорита в эоловой пелагической глине, ст. 4351; 6—8 см, увел. 6000; *б* — зерна кварца в эоловой пелагической глине, ст. 4096; 20—25 см, фр. 0,05—0,01 мм, увел. 2000; *в* — зерно плагиоклаза со следами соударений на поверхности, ст. 6275-14; 135—140 см, увел. 3000; *г* — кислое вулканическое стекло в эоловой пелагической глине, ст. 4096; 5—7 см, фр. 0,05—0,01 мм, увел. 2000; *д* — ромбический кристалл доломита (?), ст. 4096; 275—277 см, фр. 0,05—0,01 мм, увел. 1000; *е* — филолит, плейстоцен, ст. 4096; 20—25 см, увел. 10 000; *ж* — то же, плейстоцен, ст. 4351; 10—12 см, увел. 8000; *з* — то же, олигоцен, скв. 436-40-2; 81—85 см, увел. 10 000

терригенного (флювиогенного) материала. В более древних третичных осадках доля эолового материала сокращается (кварца 5—17%, плагиоклаза 10—11%). Помимо кварца и плагиоклаза в эоловых глинах нами под сканирующим электронным микроскопом неоднократно наблюдались ромбические кристаллы доломита (?), возможно, выносимые ветром из пустынь, и кислое вулканическое стекло (см. фиг. 2).

Эоловые отложения, относящиеся к фациям эвпелагических глин, представлены светло-коричневыми гомогенными пелитовыми илами (пелита 99,2—99,6%; алевроита 0,3—4,3; песка — менее 0,06%) с повышенным (19—44%) содержанием филлипсита. Они распространены в восточной части Северо-Западной котловины и центральной части Северо-Восточной котловины. Содержание кварца в поверхностном слое осадков (ст. 4289, 20°00,3' с. ш., 130°01,2' з. д.; ст. 4351, 23°57,3' с. ш., 170°58,0' в. д.) составляет 18—27%, плагиоклаза — 13—18% (см. фиг. 3). Вниз по колонкам содержание обоих минералов изменяется незначительно. Учитывая видимую мощность вскрытых колонками разрезов (около 3 м) и среднюю скорость осадконакопления (менее 1 м/млн. лет), можно предположить, что обстановка аридной эоловой седиментации существовала в данном районе уже в позднем плиocene. На ст. 3784 (20°13,5' с. ш., 173°38,5' з. д.) и 4303 (19°57,0' с. ш., 144°04,3' з. д.), находящихся на границе эоловой области, содержание кварца (19—21%) и плагиоклаза (10—13%) в поверхностном слое осадков ниже, чем на ст. 4289 и 4351 (см. фиг. 2). Характерно, что с глубиной концентрация кварца сокращается до 14—18% (см. табл. 1). В гранулометрическом спектре осадков аэрозольный материал распределяется следующим образом: пелитовый размер имеет 79—83% кварца и 62—63% плагиоклаза, мелко-алевритовый — 14—15% кварца и 35—36% плагиоклаза, а крупноалевритовый — всего 3—6% кварца и 3—4% плагиоклаза (см. табл. 1).

В Северо-Западной котловине, судя по данным скв. 576 (32°21,36' с. ш., 164°16,54' в. д.), аридная эоловая седиментация прослеживается с середины миоцена.



Фиг. 3. Распределение кварца в колонках плиоцен-плейстоценовых эоловых пелагических глин (НИС «Витязь»)

1 — пелагическая глина, пелитовый ил; 2 — пелагическая глина, алевро-пелитовый ил; 3 — вулканический пепел; 4 — диатомеи; 5 — кокколиты

В осадках раннего миоцена содержание кварца крайне низкое (1—3%), а плагиоклаз практически отсутствует. Начиная с плиоцена появляются прослои с повышенным (12—13%) содержанием кварца, одновременно отмечается небольшая (4—5%) примесь плагиоклаза. В это время обстановка аридной эоловой седиментации не была еще ярко выражена и существовала непродолжительно. В глинах конца плиоцена содержание кварца уже не превышает 6—7%, а плагиоклаза сокращается до 1—2%. В осадках плейстоцена эти значения вновь возрастают (кварца 20—35%, плагиоклаза 1—5%) и сохраняются на высоком уровне до настоящего времени [11]. В олигоцен-овых эвпелагических глинах скв. 436 (39°55,96' с. ш., 145°33,47' в. д.) нами отмечены многочисленные фитоциты (см. фиг. 2), появление которых совпадает с максимумом относительного содержания гидрослюда в глинистой фракции (53%) [13]. Однако низкое содержание кварца (1%) и полевых шпатов (4%) не позволяет считать эти глины типичными эоловыми. По-видимому, в олигоцене, когда точка скважины в ходе дрейфа литосферной плиты находилась в пределах современной эоловой области, обстановка аридной эоловой седиментации там только начинала складываться и несколько отличалась от современной.

Приведенные результаты минералогических и рентгенодифрактометрических анализов позволяют сделать вывод, что одним из признаков эолового генезиса изученных пелагических глин является одновременное присутствие высоких концентраций кварца в осадке в целом (более 18%) и в пелитовой фракции (более 56% от общего содержания).

Глинистые минералы эоловых глин представлены монтмориллонитом, гидрослюдой, хлоритом и каолинитом. После обработки осадка 10%-ной HCl при 90°С в течение 1 ч 17А рефлекс монтмориллонита ослабевает. В эоловых миеопелагических глинах его амплитуда сокращается примерно втрое, а в эоловых эвпелагических глинах монтмориллонит растворяется почти полностью. На СЭМ наблюдалась ажурная структура Fe-сметита с характерными нитевидными выростами. Таким образом, в эоловых глинах среди минералов группы монтмориллонита преобладает аутигенный Fe-сметит, причем его относительное содержание возрастает в направлении от миеопелагических фацальных областей к эвпелагическим. Триоктаэдрический железисто-магнезиальный хлорит также растворяется в 10%-ной HCl. Гидрослюда, по данным З. Н. Горбуновой и А. П. Лисицына [2], представлена калиевыми слюдами, чуждыми мегапровинциям океана.

Относительное содержание глинистых минералов в эоловых пелагических глинах приведено в табл. 2, откуда следует, что основным минералом здесь является гидрослюда (более 50%). В направлении от миеопелагических фацальных областей к эвпелагическим в эоловых глинах возрастает содержание монтмориллонита. При переходе от эоловых глин к аутигенным отмечается дальнейшее увеличение содержания монт-

Средние содержания кварца (Qz) и полевых шпатов (Fs) в различных типах пелагических глин

Тип пелагических глин		Qz, %	Fs, %	Фракция, мм	Qz, %	Fs, %	Qz/Fs
Флювиогенные	Тихоокеанские	12—21	8—15	0,1—0,05 0,05—0,01 <0,01	13—15 34—35 50—53	17—18 37—38 46—47	1,18—1,91
	Атлантические	12—16	7—11	0,1—0,05 0,05—0,01 <0,01	8—18 36—50 32—56	15—16 40—47 38—45	1,18—1,86
	Кремнистые экваториального пояса	5—9	6—12	0,1—0,05 0,05—0,01 <0,01	2—6 36—43 55—59	4—8 32—42 54—58	0,45—1
	Туффитовые	7—13	7—22	0,1—0,05 0,05—0,01 <0,01	24—25 25—31 45—50	24—25 28—29 37—38	0,38—1,71
Эдафогенно-аутигенные	Эвпелагические	4—13	7—13	0,1—0,05 0,05—0,01 <0,01	5—15 5—29 60—81	4—11 19—43 50—76	0,28—1,66
	Цеолитовые	3—7	20—24	0,1—0,05 0,05—0,01 <0,01	— 1 99	— 48—51 49—52	0,14—1,2
	Цеолититы	7—8	5—16	0,1—0,05 0,05—0,01 <0,01	9—11 22—27 64—67	6—7 30—31 62—63	0,46—0,5
Эоловые	Эвпелагические	18—28	13—20	0,1—0,05 0,05—0,01 <0,01	3—6 14—15 79—83	3—4 35—36 61—62	1,05—3
	Миопелагические	26—29	16—18	0,1—0,05 0,05—0,01 <0,01	11—12 32—33 56—57	8—9 34—35 57—58	1,5—3,28

мориллонита и сокращение гидрослюда. Количество хлорита и каолинита существенно не меняется. В целом эоловые пелагические глины характеризуются максимальным для пелагических глин содержанием гидрослюда при одновременном повышенном содержании аутигенного Fe-сметита. Типичные флювиогенные пелагические глины, формирующиеся у западного побережья Северной Америки, также содержат много гидрослюда и монтмориллонита, но в составе последней группы минералов преобладает терригенный алюминиевый монтмориллонит, а аутигенный Fe-сметит почти отсутствует. Ассоциация Fe-сметита с гидрослюдой в эоловых глинах возникает благодаря незначительному поступлению биогенного, флювиогенного и субаэрально-вулканогенного материалов, что обуславливает низкие скорости седиментации. В этих условиях особое значение приобретают эоловые и эдафогенные компоненты осадка. Вклад первых из них становится ощутимым, поскольку привнос аллотигенного материала другого рода сократился до минимума. Продуктами разложения эдафогенного материала под действием морской воды являются аутигенные глинистые минералы, цеолиты и гидроокислы железа и марганца.

Эоловые эвпелагические и миопелагические глины характеризуются сходным химическим составом. Отличие первых от вторых заключается в несколько повышенном содержании MnO и пониженном SiO₂ (табл. 3). Подобные тенденции в изменении химического состава не выходят за рамки обычных изменений при переходе от эвпелагических фациальных областей к миопелагическим. Среди других типов пелагических глин эоловые глины выделяются высоким содержанием Al₂O₃, K₂O и относительно повышенным SiO₂ (см. табл. 3), что связано с преобладанием в составе эоловой составляющей кварца, плагиоклаза и гидрослюда.

Вариации гранулометрического, минерального и химического составов, с нашей точки зрения, объясняются тем, что процесс эоловой седиментации накладывается на фациальные области накопления как миопелагических, так и эвпелагических глин, приобретая при этом в каждой обстановке новые черты.

Данные по содержанию кварца и плагиоклаза в других типах пелагических глин позволяют отметить ряд закономерностей (см. табл. 1). Минимальное содержание кварца и максимальное плагиоклаза характерно для эдафогенно-аутигенных цеолитовых глин и цеолититов, кварц-полевошпатовое отношение очень низкое и указывает на преобладание в осадках вулканогенного материала основного состава. Накопление этих типов глин в центральных частях океанских котловин, куда поступает крайне незначительное количество флювиогенного материала, особенно четко отражается на

Относительное содержание глинистых минералов в эоловых пелагических глинах

Тип пелагических глин		Станции НИС «Витязь» (глубина, см)	Монтмо- риллонит 17 Å	Гидрослю- да 10 Å	Хлорит 7 Å	Каолинит 9,9 Å
Эоловые	Миопелагические	4084 (51—56)	14	58	20	8
		(133—138)	18	57	18	7
		(210—215)	14	65	15	6
		4096 (25—30)	13	67	16	4
		(275—280)	12	76	9	3
	Эвпелагические	4351 (15—20)	20	59	16	5
		(30—35)	18	58	18	6
		(55—60)	15	51	26	8
		(85—90)	18	58	17	6
		(284—289)	19	44	28	9
Переходные от эоловых эвпе- лагических к эдафогенно- аутигенным	3784 (30—35)	39	46	12	3	
	(65—70)	35	52	10	3	
	(125—130)	22	59	15	4	
	4303 (37—42)	25	56	15	4	
	(165—170)	17	64	16	3	
	(215—220)	22	49	23	6	

Таблица 3

Среднее содержание основных осадкообразующих окислов в различных типах пелагических глин

Тип пелагических глин		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
Флювиогенные	Тихоокеанские	51,51	0,65	13,27	7,45	0,79	2,42	1,56	2,49	4,97
	Атлантические	49,54	0,84	19,29	8,14	0,52	3,32	0,89	3,06	1,07
	Кремнистые экваториального пояса	53,46	0,54	12,05	6,88	1,13	4,02	2,06	2,3	0,26
	Туффитовые	50,6	0,76	15,5	7,19	0,91	2,85	1,35	2,17	~3
Эдафогенно-аутигенные		48,45	0,73	13,13	9,08	1,62	3,49	2,83	2,76	2,26
Эоловые	Эвпелагические	51,68	0,7	15,79	7,95	0,83	3,25	1,2	3,58	2,98
	Миопелагические	55,15	0,73	16,07	7,62	0,37	3,32	0,64	3,48	2,83
Средний состав пелагических глин Мирового океана		51,21	0,69	14,58	7,86	1,04	3,6	1,85	2,72	1,2

распределении кварца по фракциям: 99% из небольшого суммарного количества кварца представлено зернами пелитового размера. В пелагических туффитовых глинах содержание плагиоклаза подвержено сильным колебаниям и обратно пропорционально содержанию кварца. Поскольку туффитовые осадки формируются вблизи областей активного известково-щелочного вулканизма, то в их составе всегда присутствует кислое вулканическое стекло. Прослой, обогащенные плагиоклазом и стеклом, синхронны вулканическим извержениям. Более 60% зерен плагиоклаза имеет алевритовый размер. Пепел такой крупности разносится атмосферными потоками не далее 3—3,5 тыс. км [17]. В остальных типах пелагических глин прослеживается тенденция к увеличению содержания кварца от 4 до 21% в ряду: эдафогенно-аутигенные цеолитовые глины и цеолиты — флювиогенные кремнистые глины — эдафогенно-аутигенные эвпелагические глины — флювиогенные глины атлантического типа — флювиогенные глины тихоокеанского типа (см. табл. 1). Рост содержания кварца происходит одновременно в осадке в целом и в составе крупноалевритовой фракции, при этом доля зерен кварца пелитового размера сокращается.

Указанные закономерности согласуются с общей схемой распределения обломочного материала в океане. На пути выносимого реками в океан флювиогенного материала возникает ряд барьеров: во-первых, геоморфологические: окраинные моря, островные дуги и желоба; во-вторых, динамические — пограничные течения, главны-

ми из которых в северной части Тихого океана являются Куросио и Калифорнийское. Роль третьего барьера выполняет циркумконтинентальная зона высокой биологической продуктивности, где осаждение тонкообломочного материала осуществляется планктоном. Таким образом, основная масса флювиогенной взвеси не достигает центральных частей глубоководных котловин, а оседает на периферии океана. Присутствие в областях накопления эоловых пелагических глин, весьма удаленных от поясов андезитового вулканизма, кислого вулканического стекла может быть связано в основном с разносом его в составе аэрозолей. Такой путь доставки вулканогенных и терригенных минералов подтверждается исследованиями, проведенными на Гавайских островах [10]. В высокогорных почвах о-ва Оаху обнаружено значительное содержание кварца и калиевых слюд, отсутствующих в коренных породах архипелага. Возраст слюды значительно выше возраста Гавайских островов, а химический и гранулометрический составы совпадают с составом слюды, выносимой струйными потоками из пустынь Центральной Азии. Следовательно, нахождение кварца и калиевых слюд на Гавайских островах можно объяснить только эоловым путем доставки их в этот район.

В связи с тем что основная масса пустынь расположена в Северном полушарии, площади, занятые эоловыми пелагическими глинами, особенно значительны в северной части Тихого океана, в полосе действия струйных течений. В южной части Тихого океана во всех типах пелагических осадков содержание кварца значительно ниже и минимально (3—7%) в пелагических глинах Южной и Центральной котловин. Доля аэрозольного материала становится ощутимой лишь в сочетании с минимальными скоростями седиментации и низкой биологической продуктивностью поверхностных вод. В приконтинентальных областях, где эти условия не выполняются, эоловые осадки отсутствуют, а поступающий аэрозольный материал теряется в массе флювиогенной взвеси. Низкие скорости осадконакопления способствуют интенсивному формированию аутигенных минералов, поэтому в эоловых пелагических глинах содержание филлипсита достигает 14—27% и выше, 7—9% которого представлено кристаллами крупноалевритового размера. В флювиогенных глинах филлипсита 5—18%, а в крупноалевритовой фракции он отсутствует. Повышенное содержание аутигенных минералов является важным отличительным признаком эоловых пелагических глин от флювиогенных.

Из приведенных фактов видно, что распределение аэрозольного материала подчиняется широтной и циркумконтинентальной зональности. В направлении от континента к центральной части океана увеличивается содержание пелитового кварца и значение кварц-полевошпатового отношения, сокращается скорость седиментации. Эта же закономерность прослеживается при переходе от северного и экваториального поясов кремнеосаждения к аридным областям.

В Тихом океане формирование эоловых пелагических глин началось в середине миоцена в Северо-Западной котловине и в позднем плиоцене в Северо-Восточной котловине. Практически во всех колонках содержание кварца в поверхностном слое возрастает на 1—2% по сравнению с более древними осадками, что, очевидно, связано с общим усилением выноса эоловой пыли в плейстоцене из аридных областей континентов (см. фиг. 3).

Таким образом, эоловые пелагические глины представляют собой самостоятельный генетический тип океанских глинистых осадков, четко отличающийся от других типов пелагических глин по микроструктурным, минералогическим и геохимическим характеристикам, а также по составу биогенных остатков (фитолиты). Приведенные доказательства в пользу выделения эолового типа пелагических глин подтверждают и конкретизируют основные выводы А. П. Лисицына [4] о существовании в океане аридного типа седиментогенеза.

Литература

1. Горбунова З. Н. Рентгенодифрактометрический метод определения карбонатов, кварца и других минералов осадков//Литология и полез. ископаемые. 1969. № 2. С. 125—130.
2. Горбунова З. Н., Лисицын А. П. Глинистые минералы//Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 214—230.
3. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
4. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 393 с.
5. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 534 с.
6. Серова В. В., Лисицын А. П., Мурдмаа И. О. Кварц и полевые шпаты в осадках Тихого и Индийского океанов//Литология и полез. ископаемые. 1975. № 6. С. 36—49.
7. Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediments fine fraction in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans//Geochem. Techn. Rep. 1964. V. 8. P. 120—135.
8. Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans//Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. V. 76. № 7. P. 803—832.
9. Cook H. E., Johnson P. D., Matti J. C. e. a. Methods of sample preparation and X-Ray diffraction data analysis, X-Ray mineralogy laboratory, DSDP, University of California, Riverside//Initial Reports of DSDP. V. 28. Wash., 1975. P. 999—1007.
10. Dymond J., Biscaye P. E., Rex R. W. Eolian origin of mica in Hawaiian soils//Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. V. 85. № 1. P. 37—40.

11. Initial core descriptions (DSDP/JOIDES). Leg 86. Western North Pacific. La Jolla (Calif.); Univ. of Calif. Scripps Institution of Oceanography, 1982. 112 p.
12. Kennett J. P. Marine geology. Printice-Hall, Englewood Cliffs, 1982. 503 p.
13. Mann U., Müller G. Composition of sediments of the Japan trench transect. Legs 56 and 57, DSDP//Initial Reports of DSDP. V. 56, 57. Pt 2. Wash., 1980. P. 939—977.
14. McManus D. A., Weser O., von der Borch C. C. e a. Regional aspects of deep-sea drilling in the Northeast Pacific//Initial Reports of DSDP. V. 5. Wash., 1970. P. 621—636.
15. Rex R. W., Murray B. X-Ray mineralogy studies//Initial Reports of DSDP. V. 5. Wash., 1970. P. 441—485.
16. Rex R. W., Goldberg E. D. Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific ocean//Tellus. 1958. V. 10. № 1. P. 153—159.
17. Shaw D. M., Watkins N. D., Huang T. C. Atmospherically transported volcanic glass in deep-sea sediments: Theoretical considerations//J. Geophys. Res. 1974. V. 79. № 21. P. 3087—3094.
18. Vallier T. L. Grain size analysis//Initial Reports of DSDP. V. 5. Wash., 1970. P. 421—431.
19. Weser O. E. Lithologic summary//Initial Reports of DSDP. V. 5. Wash., 1970. P. 569—620.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
5.V.1987

УДК 552.57 : 550.42

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В УГОЛЬНЫХ ПЛАСТАХ

КИЗИЛЬШТЕЙН Л. Я., ПЕРЕТЯТКО А. Г., ГОФЕН Г. И.

Многие элементы-примеси, содержащиеся в углях, оказывают неблагоприятное влияние на природную среду при сжигании и других видах переработки топлива. В этой связи закономерности распределения элементов-примесей в угольных пластах, выявленные на стадии геологоразведочных работ, являются основой для планирования природоохранных мероприятий.

Обширные исследования в области геохимии элементов-примесей [9] позволили установить, что их накопление в углях определяется палеогеографическими условиями торфяной стадии угленакопления, микрокомпонентным составом углей (включая состав минерального вещества), степенью метаморфизма и эпигенетической минерализаций.

В предлагаемой работе исследуется зависимость распределения элементов-примесей от геоморфологической структуры древних торфяников. По мнению авторов, именно эта зависимость обычно определяет изменение концентрации элементов по площади угольных пластов и является, таким образом, генетической основой научно обоснованных прогнозов.

Содержание элементов-примесей в современных торфяниках меняется по их геоморфологическому профилю от максимума в низинных до минимума в верховых торфах [7, 8]. Это объясняется тем, что растворенное и взвешенное минеральное вещество, и в его составе элементы-примеси, поступает в торфяники преимущественно по каналам внутриболотной гидрографической сети, обогащая гипсометрически наиболее низкие (низинные) участки.

Геоморфологическая структура ископаемых торфяников надежно устанавливается по положению зон сингенетических размывов, расщеплений, повышенной зональности, сернистости, некоторым особенностям химического состава золы и петрографии углей [3—6].

В работе представлен аналитический материал, характеризующий изменение концентраций элементов-примесей по палеогеоморфологическому профилю древних торфяников (угольных пластов) Донецкого бассейна. Опробование производилось в шахтах. По 19 разрезам пластов отобрано и проанализировано 720 проб углей. Концентрации элементов-примесей (их перечень приведен в табл. 1—4) определялись методом нейтронной активации непосредственно в углях (без предварительного озоления).

Ниже приведены типичные примеры распределения элементов-примесей в связи с геоморфологической зональностью углеобразующих торфяников. Аналогичные результаты получены во всех сходных геологических ситуациях.

Зона сингенетического размыва. Бесспорно низинными являются участки, прилегающие к зонам сингенетического размыва угольных пластов, поскольку подобные размывы фиксируют положение внутриболотных водотоков, существовавших в период торфонакопления.

Распределение элементов-примесей в зоне размыва (фигура, а) характеризуется данными, приведенными в табл. 1. Легко заметить повышение концентрации здесь

Содержание элементов-примесей в зоне сингенетического размыва

Компонент	Номер разреза					
	38 (17)	6 (29)	7 (17)	8 (24)	9 (27)	10 (26)
Ca	1,4	1,4	2,1	2,9	1,7	1,1
Sc	1,4	9,9	6,4	8,9	5,6	11,6
Cr	9,9	135,2	164,6	222,5	148,9	127,9
Co	9,5	15,6	19,7	26,8	17,5	11,2
As	8,7	75,0	150,5	220,0	175,0	54,0
Se	0,1	1,2	0,6	1,3	0,4	0,9
Rb	3,3	15,6	25,6	21,5	27,9	11,7
Mo	8,8	90,6	83,7	67,7	79,3	80,4
In	0,4	1,2	4,3	4,9	2,4	1,1
Cs	2,9	3,2	9,0	26,3	14,5	5,9
La	5,5	24,6	54,4	38,6	29,4	17,1
Ce	1,8	13,7	24,8	26,6	15,4	2,9
Sm	1,9	4,3	8,7	10,7	7,6	2,2
Eu	0,07	1,2	1,8	4,8	1,4	0,9
Lu	0,09	0,7	4,1	2,2	4,7	0,2
W	1,5	8,4	9,7	10,9	8,8	7,9
Ir	He обн.	1	4	6	6	3
Au	1	80	90	120	110	95
Th	1,4	2,2	7,3	12,6	5,2	1,7
U	1,3	3,3	4,6	6,3	3,9	2,1
S	1,1	1,9	2,1	2,2	1,9	1,6
Зольность	14,6	22,4	25,9	33,4	25,7	17,6

Примечание. В этой и следующих таблицах полужирным шрифтом выделены максимальные концентрации; содержания Ir, Au приведены в относительных единицах; Ca, S, а также зольность — в %, остальных элементов — в г/т; в скобках — число проб.

Таблица 2

Содержание элементов-примесей в зоне усложнения структуры пласта

Компонент	Номер разреза				
	39 (17)	41 (21)	4 (19)	5 (27)	40 (19)
Ca	0,7	1,9	2,1	2,3	0,7
Sc	2,1	1,1	3,4	7,5	2,9
Cr	11,9	26,0	63,7	41,3	29,8
Co	7,9	6,4	29,2	11,5	5,1
As	2,1	3,4	19,6	21,2	15,1
Se	0,9	0,9	5,2	3,5	2,1
Rb	22,6	4,6	29,0	15,5	24,4
Mo	10,4	6,2	4,4	15,6	4,9
In	0,9	1,6	3,2	3,4	0,5
Cs	3,2	0,9	5,3	2,7	5,1
La	3,4	4,0	27,8	27,9	6,2
Ce	39,4	99,4	155,1	183,4	27,1
Sm	1,8	1,7	2,3	3,4	1,1
Eu	0,3	1,3	1,5	1,4	0,3
Lu	0,08	0,12	0,16	0,46	0,07
W	1,1	2,5	3,6	2,8	1,2
Ir	4	1	3	8	4
Au	1	30	140	80	2
Th	1,8	0,5	1,7	1,5	1,6
U	0,9	0,6	1,3	2,0	0,6
S	0,7	0,9	2,1	1,9	1,2
Зольность	16,5	18,3	25,1	26,7	13,5

всех элементов по сравнению с гипсометрически более высокими (более удаленными от размыва) участками пласта. Пласт в зоне размыва характеризуется также максимальной зольностью и сернистостью угля, наиболее высоким содержанием Ca, а также преобладанием паренхитового типа углей, что, как было показано [2, 6], является признаком низинного торфонакопления.

Содержание элементов-примесей в зоне расщепления пласта

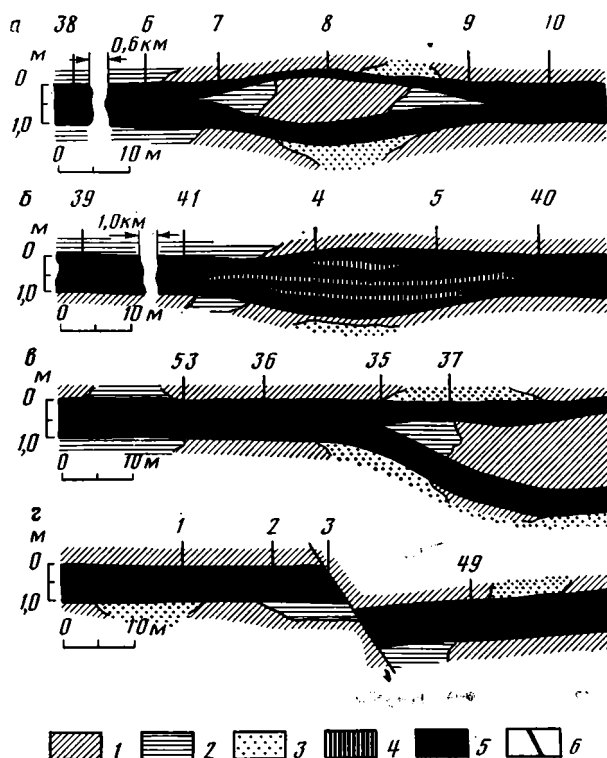
Компонент	Номер разреза			
	53 (16)	36 (19)	35 (14)	37 (24)
Ca	1,1	0,8	0,6	0,7
Sc	0,5	3,0	3,9	3,9
Cr	13,9	25,0	46,7	56,1
Co	1,4	9,4	9,8	32,2
As	9,2	12,8	14,6	36,9
Se	0,22	1,7	2,1	3,8
Rb	9,7	26,1	35,7	39,7
Mo	7,1	13,6	11,0	8,3
In	0,9	1,6	1,03	0,3
Cs	0,5	1,6	1,9	3,9
La	7,1	1,6	4,9	14,6
Ce	2,4	3,9	6,5	37,6
Sm	4,6	8,9	3,4	1,5
Eu	0,7	0,7	2,1	0,5
Lu	0,12	0,11	0,14	0,11
W	2,5	3,5	1,5	0,6
Ir	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3
Au	1	4	5	30
Th	0,9	2,4	5,3	4,5
U	0,7	0,8	1,1	2,5
S	0,6	1,1	1,9	2,4
Зольность	13,5	16,5	19,4	26,5

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в зоне тектонического нарушения

Компонент	Номер разреза			
	1 (19)	2 (17)	3 (11)	49 (27)
Ca	0,6	0,4	0,5	0,4
Sc	1,1	1,7	2,9	2,1
Cr	26,0	29,1	29,2	11,0
Co	6,4	9,4	7,1	7,9
As	3,4	2,2	2,4	2,0
Se	1,9	3,7	1,9	0,9
Rb	4,0	5,1	15,7	22,7
Mo	6,2	1,5	2,2	10,4
In	1,6	1,2	1,8	0,9
Cs	1,9	2,4	4,8	3,2
La	4,0	5,7	2,6	3,4
Ce	99,4	19,6	18,7	39,4
Sm	1,7	2,0	2,9	1,8
Eu	1,3	2,0	1,4	1,0
Lu	0,01	0,02	0,02	0,01
W	2,5	0,5	0,3	1,1
Ir	1	—	—	4
Au	3	4	2	1
Th	0,1	1,1	2,2	1,8
U	1,0	1,4	2,1	0,9
S	0,9	1,4	1,2	0,7
Зольность	18,3	17,3	17,5	16,5

Зона усложнения морфологии пласта. Достаточно уверенно можно считать, что геоморфологически пониженные участки рельефа области торфонакопления определяются положением зон усложнения морфологии пласта [4]. Места, где участки пласта простого строения сменяются в пространстве участками с многочисленными породными прослоями, указывают на то, что здесь гидрологический режим торфяной залежи был более активным, а торфонакопление периодически сменялось терригенной седиментацией. Как правило, подобного рода явления возникают вследствие деятельности временных внутриболотных водотоков. Распределение элементов-примесей в зоне относительного усложнения морфологии пласта (см. фигу-



Геологоструктурные разрезы угольных пластов. а — сингенетический разрыв; б — усложнение морфологии; в — расщепление; г — тектоническое нарушение

1 — алевролиты, 2 — аргиллиты, 3 — песчаники, 4 — углистые аргиллиты, 5 — уголь, 6 — тектоническое нарушение

ру, б) приведено в табл. 2. Как и в первом случае, концентрация всех исследованных элементов здесь возрастает, хотя превышение над прилегающими участками заметно меньше. Последнее объясняется тем, что геоморфологические различия в данном случае менее резко выражены, а следовательно, менее значительны и различия в массах поступающего минерального вещества.

Зона расщепления пласта. Структуры расщепления угольных пластов, весьма распространенные в Донбассе и других угольных бассейнах, представляют собой пример контрастного изменения в пространстве палеогеографической обстановки торфонакопления [3]. Распределение элементов-примесей при расщеплении пласта приведено на фигуре (в) и в табл. 3. Условия торфяной залежи в направлении от зоны слитного пласта к зоне расщепления изменяются от верхового к низинному типу. Расщепляющая пласт породная толща представляет собой отложения дельтового водотока, поставляющего на прилегающие участки торфяного массива растворенное и взвешенное минеральное вещество. В связи с этим здесь наблюдаются повышенные зольность и сернистость угольного вещества.

Из данных, приведенных в табл. 3, следует, что увеличение концентраций всех элементов-примесей по мере приближения к зоне расщепления увеличивается, что вполне соответствует понижению гипсометрического уровня торфяника при приближении к водотоку — источнику минерального питания.

Зона тектонического нарушения. В данном случае рассматривается пример, принципиально отличающийся от предыдущих. Структура тектонического разрыва сбросового типа (см. фигуру, г) формирует условия, благоприятные для циркуляции минерализованных гидротермальных растворов и, следовательно, для эпигенетической минерализации угольного вещества. Предположив, что подземные воды могут быть существенным источником элементов-примесей в таких зонах, следует ожидать увеличения их концентраций. Данные, приведенные в табл. 4, определенно свидетельствуют о том, что наличие тектонического нарушения не влияет на распределение элементов-примесей, варьирование их содержаний носит случайный характер. Таким образом, можно прийти к выводу, что процессы эпигенетической минерализации не являются источником заметного поступления элементов-примесей в угольный пласт.

Перейдем к обсуждению приведенных данных. Во всех исследованных геологических ситуациях (кроме тектонического нарушения) выявляется главная закономерность: концентрация элементов-примесей увеличивается на гипсометрически пониженных участках торфяного массива по сравнению с участками, занимающими более

высокие элементы рельефа. Кроме того, совершенно очевидно, что формирование неравномерного распределения элементов-примесей определяется процессами, действующими на торфяной стадии угленакопления, т. е. процессами стадии седиментогенеза или раннего диагенеза.

Таким образом, научной основой прогнозирования концентраций ценных и токсичных элементов является палеогеографическая реконструкция условий торфяной стадии. Результаты исследований в зоне разрыва (см. фигуру, 2) показывают, что эпигенетические процессы, по крайней мере тектонические, замстно не искажают сингенетичное распределение элементов-примесей.

С геохимической точки зрения необходимо установить связь элементов с составными частями угольного вещества, т. е. решить вопрос о носителе элементов. Учитывая известные особенности микрокомпонентного состава углей Донецкого бассейна, которым вполне соответствуют и угли изученных пластов, достаточно в этой связи обсудить роль двух носителей: гелифицированных органических и минеральных компонентов.

Возможность концентрации разнообразных химических элементов ископаемым органическим веществом подтверждается огромным материалом и на примере углей изучена наиболее полно [9]. Сделаны попытки описать процессы взаимодействия элементов с органическим веществом, исходя из некоторых современных обобщающих концепций бионеорганической химии [1].

Как видно из данных, приведенных в табл. 1—4, концентрация элементов интенсивно возрастает с ростом зольности: нарастание зольности от 15 до 30% и более сопровождается ростом их концентрации в 3—5 раз. Заметна также положительная связь элементов-примесей с содержанием серы. Таким образом, есть основание предполагать, что в изученных углях элементы-примеси связаны, как правило, с двумя носителями: органическим веществом и минеральными компонентами (вероятнее всего — глинами и сульфидами), которые, по-видимому, являются основными носителями.

Для части элементов (Co, As, Cd) это предположение было проверено путем прямых определений методом рентгеноспектрального микроанализа (прибор MS-46 «Камака») в гелифицированных и фюзенизированных микрокомпонентах и слоях глинистого вещества. Получены следующие результаты, г/т: Сг — гелифицированные компоненты 84, фюзенизированные 95, глинистое вещество 1407, As (соответственно) — 415, 542, 1698; Cd — 47, 29, 203. Значение этих результатов при обсуждении проблемы носителей очевидно. Однако они касаются лишь небольшой части изученных элементов, и поэтому в дополнение было проведено исследование фракций угольного вещества с разной плотностью — общепринятая методика, позволяющая выявить роль основных носителей — органических и минеральных компонентов.

Пять проб угля были разделены на фракции с плотностью менее 2000, 2000—2900 и более 2900 кг/м³ в смеси бромформа и спирта. Как показали петрографические исследования, легкая фракция состоит преимущественно из чистых угольных частиц и в меньшей степени — из сростков угля с минеральными компонентами. Зольность этой фракции составляет 17,7%, выход — 78,7%. Промежуточная фракция слагается главным образом сростками угля и глинистого вещества и относительно небольшим количеством сростков угля с сульфидами. Здесь присутствуют также чистые зерна угля. Зольность этой фракции — 71,1%, выход — 20,8%. Наконец, тяжелая фракция состоит преимущественно из сростков угля с сульфидами с небольшой долей сростков угля с глинистым веществом и одиночных частиц чистого угля. Зольность фракции — 92,1%, выход — 0,5%. Состав органических микрокомпонентов всех фракций приблизительно одинаков. Сравнивая фракции, можно, видимо, считать, что легкая и промежуточная отличаются главным образом значительным обогащением последней глинистым веществом, а легкая от тяжелой — обогащением последней сульфидами и глиной. Распределение элементов-примесей во фракциях весьма показательно: концентрация всех в промежуточной фракции значительно более высокая, чем в легкой. Степень обогащения составляет (округленно): Co 33, As 5, Se 2, Rb 6, Mo 6, Cd 12, Cs 19, La 40, Ce 10, Sm 8, Eu 50, Lu 4, W 2, Ir 14, Cr 5, Th 5, U 6.

Все халькофильные и сидерофильные элементы образуют максимальные концентрации в тяжелой фракции, что, естественно, объясняется их связью с сульфидами. Степень обогащения тяжелой фракции по сравнению с легкой составляет: Co 48, As 42, Se 6, Mo 17, In 98. Тяжелая фракция обогащена также W (8). Таким образом, основным носителем изученных элементов-примесей является минеральное вещество углей.

Приведенные данные позволяют предложить генетическую интерпретацию описанных закономерностей распределения элементов-примесей в связи с палеогеографической обстановкой торфонакопления. В низинные участки, где среда торфяника характеризуется относительно высокой подвижностью, элементы-примеси поступали в больших массах и, возможно, более высоких концентрациях. Их накопление обусловлено процессами сорбции на глинистых минералах, содержание которых в составе торфа здесь было более высоким вследствие большей интенсивности терригенного процесса. На низинных участках также более интенсивно шли процессы аутигенного сульфидообразования [12], приводящие к концентрированию сидерофильных и халькофильных элементов, по-видимому, в виде изоморфных примесей в составе сульфидов железа.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Исследованные элементы-примеси, в числе которых есть токсичные и ценные, распределяются в угольных пластах неравномерно, образуя максимальные концентрации в низинных зонах древних торфяных массивов. Современные методы реконструкции условий торфяной стадии формирования угольных пластов позволяют выделить положение этих зон по материалам геологоразведочных и эксплуатационных работ. На этой основе можно прогнозировать концентрации элементов-примесей при планировании мероприятий по охране природной среды и комплексному использованию углей.

2. Основная масса исследованных элементов-примесей находится в составе минеральных компонентов углей. Это позволяет рассчитывать на их определенное извлечение в процессах обогащения. При сжигании они частично остаются в золе и шлаках, что определяет место их складирования как комплексного сырья и начальный пункт дальнейшей миграции в природных средах в качестве токсичных компонентов. Элементы-примеси, поступающие в атмосферу в составе дымовых газов, вступают в контакт с элементами ландшафта и живыми организмами. Известно, что этот путь миграции является наиболее интенсивным глобальным источником загрязнения природной среды. Следует заметить, что эти элементы, возможно, могут быть извлечены из газовой фазы физико-химическими методами при использовании соответствующих устройств и технологий. Задачей геологии, по мнению авторов, является разработка научных принципов прогнозирования распределения элементов-примесей в угольных пластах еще на стадии разведочных работ. На основе подобных прогнозов можно заблаговременно планировать мероприятия по охране природной среды в районах массового сжигания углей на тепловых электростанциях.

Литература

1. Гарновский А. Д., Кизильштейн Л. Я. Особенности связывания металлов в ископаемом органическом веществе земной коры и принцип ЖМКО//Изв. Сев.-Кавказ. научн. центра высшей школы. Естеств. науки. 1985. № 1. С. 46—50.
2. Кизильштейн Л. Я. Геохимические индикаторы условий древнего торфонакопления//ХТТ. 1973. № 4. С. 42—49.
3. Кизильштейн Л. Я., Пугачев В. И. Палеогеографическая интерпретация особенностей качественного состава угольных пластов в зонах расщепления//Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 5. С. 81—87.
4. Кизильштейн Л. Я., Серебрякова И. Т. Некоторые особенности изменчивости строения и состава угольных пластов//Литология и полез. ископаемые. 1970. № 5. С. 107—114.
5. Кизильштейн Л. Я., Серебрякова И. Т. Реконструкция условий древнего торфонакопления на основании изучения морфологии и вещества угольных пластов//Литология и полез. ископаемые. 1973. № 4. С. 124—132.
6. Кизильштейн Л. Я., Шницглюз А. Л. Анатомический состав растительных тканей высокометаморфизованных углей//Сов. геология. 1985. Т. 9. С. 32—39.
7. Крештапова В. Н. Методические рекомендации по оценке содержания микроэлементов в торфяных месторождениях европейской части РСФСР. М.: ИМГРЭ, 1974. 200 с.
8. Сапрыкин Ф. Я. Геохимия почв и охрана природы. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1984. 231 с.
9. Юдович Я. Э. Геохимия ископаемых углей. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1978. 262 с.

Ростовский государственный университет

Поступила в редакцию
9.III.1987

КРИТИКА

УДК 553.065.5 : 552.323.5 (265/266)

О КНИГЕ В. Б. КУРНОСОВА «ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ В ТИХОМ ОКЕАНЕ И МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ»

**КОССОВСКАЯ А. Г., СИМАНОВИЧ И. М., КАЛЕДА К. Г.,
СКОЛОТНЕВ С. Г.**

Книга В. Б. Курносова [2] является первым монографическим обобщением, направленным на решение одной из актуальнейших проблем исследования истории развития Мирового океана. Это проблема преобразования магматических пород океанического субстрата, разрабатываемая в течение последних 15 лет учеными и коллективами в ряде стран, в том числе и в Советском Союзе. Разработка данной важной проблемы стала возможной в связи с огромным новым материалом, полученным в результате глубоководного бурения, и интенсификацией исследований, проводимых при драгировании и применении подводных аппаратов в тектонически активных районах океанического дна, в пределах рифтов, разломных зон, вулканических гор, позволяющих составить наиболее полное представление о строении и преобразовании океанической коры.

В связи с открытием в последние годы гидротермальных систем с сопутствующим им рудообразованием различного масштаба и типа работа В. Б. Курносова, несомненно, имеет не только важное теоретическое, но и практическое значение. В. Б. Курносов сосредоточил свои исследования на изучении гидротермальных изменений верхней части базальтового слоя в геологических обстановках с «открытыми» конвективными ячейками, в которых осуществляется интенсивный водообмен морская вода — базальт. Автором удачно выбраны полигоны, в пределах которых наиболее ярко проявляется активная гидротермальная деятельность. Выводы автора базируются на материале, полученном при его участии в 56-м рейсе «Гломара Челленджера», экспедициях судов ДВНЦ АН СССР, знакомстве с керновым материалом во время командировок в Далхаузский университет Канады и в США. Большой объем работ проведен по изучению обширного кернавого материала, полученного от Национального научного фонда США. Таким образом, опорными объектами исследования служили материалы разных структурных элементов дна Тихого и отчасти Атлантического океанов.

Геологическое разнообразие выбранных объектов, охватывающих различные типы тектонических структур дна океана, характеризующихся определенным петрохимическим лицом базальтоидов, является, несомненно, важной положительной особенностью рецензируемой работы. Наряду с собственным фактическим материалом в работе обобщены обширные литературные данные. Эта сводка сама по себе представляет большую ценность для исследователей, занимающихся изучением вещественного состава океанических пород.

В качестве основы для рассмотрения материала взята модель гидротермальной конвективной ячейки, возникающей в результате циркуляции морской воды в осевых зонах спрединга и в вулканических постройках центрального типа. Нужно отметить, что существование конвективных ячеек после появления работ Е. Бонатти [6], Дж. Тотча [13], Г. Кавахата [9] и др. вряд ли вызывает сомнение.

Привлечение конвективной модели позволяет с единой точки зрения взглянуть на весь имеющийся обширный и разрозненный материал, собранный многими исследователями по вторичному минералообразованию в базальтах. В то же время, пытаясь объяснить с позиций этой теоретической предпосылки весь имеющийся в его распоряжении фактический материал, автор искусственно ограничил возможность интерпретации полученных данных, исключив альтернативные решения, которые могли бы появиться, если бы он подошел к обобщению из анализа своего фактического материала и имеющихся в литературе различных точек зрения на эту сложную проблему. На настоящем этапе исследования необходимо выявление конкретных механизмов действия гидротермальных систем океана, а не обобщенной картины конвективной ячейки. Желание автора объединить все имеющиеся наблюдения в рамках единой достаточно общей гипотезы привело к тому, что в работе в ряде случаев неверно интерпретируются конкретные петрографические соотношения между парагенезами вторичных минералов и «костяком» пород, единственно дающие ключ к пониманию последовательности минералообразования. Проиллюстрируем это на примере соотношения важнейших вторичных фаз в базальтах: «окислительного», по М. Бассу [4], парагенеза, состоящего из минералов типа глауконита и гидроокислов железа, с одной стороны, и триоктаэдрического смектита (сапонита) — с другой. Жесткая привязка появления минералов «окислительного» типа к нисходящей, а сапонита — к восходящей ветви конвективной ячейки не соответствует фактическому материалу как самого

автора, так и других исследователей. В частности, с этой точки зрения неясен источник железа для образования высокожелезистых минералов группы глауконита и гидроокислов железа, так как морская вода не может обеспечить его привнос, а оценка роли изменения рудных минералов базальтов, возможных поставщиков железа, автором не приведена.

Одной из опорных скважин (используемых в работе), вскрывшей на сегодняшний день наиболее полный базальтовый разрез с детально изученной минералогией вторичных новообразований, является скважина 504В, пробуренная в Коста-Риканском рифте. Автор, вслед за И. Ноаком и др. [10], Н. Н. Перцевым и В. А. Боронихным [11], на основании приуроченности ассоциации глауконитоподобный минерал — окислы железа к жилам и околожилным пространствам, а триоктаэдрического смектита к основной массе породы предполагает наложенный характер окислительной ассоциации на неокислительную. Исходя из модели конвективной ячейки, В. Б. Курносов делает вывод об образовании ее в результате воздействия нисходящих потоков морской воды, обогащенных кислородом, на породы, уже претерпевшие изменения в условиях восходящей ветви. Однако Дж. Хонноресом и др. [7] на материалах той же скважины было показано, что триоктаэдрический смектит встречается также в жилах и околожилных пространствах, причем он образуется после минералов окислительной ассоциации. Полученные нами новые материалы по молодым базальтам, драгированным из рифтовых долин (рифт Таджура [данные С. Г. Сколотнева], Рейкьянес [1]), показали, что в них развиты только минералы типа глауконит-селадонита и гидроокислы железа, а сапонит отсутствует, что опровергает жесткую схему В. Б. Курносова. Отсутствие сапонита при широком развитии глауконита-селадонита характерно также для базальтов ряда скважин, пробуренных в непосредственной близости от зон спрединга, например в 54-м рейсе «Гломара Челленджера» [8].

В настоящее время синтез всего имеющегося материала по вторичным изменениям базальтов уже позволяет перевести проблему преобразования базальтов из плоскости общих рассуждений в плоскость обсуждения конкретных механизмов гидротермального воздействия на базальты. Только разобравшись в них и критически рассмотрев альтернативные варианты, можно подойти к решению кардинальных вопросов привноса — выноса вещества из базальтов, что, к сожалению, не сделано автором.

В настоящее время существует несколько точек зрения, согласно которым ассоциация глауконитоподобный минерал — гидроокислы железа имеет раннее происхождение. По представлению одного из авторов рецензии, эти минералы формируются при воздействии на базальты восходящих минерализованных гидротермальных растворов, обогащенных рядом элементов, в том числе Fe и K, по составу близких к составу таковых, разгружающихся в рифтовой зоне ВТП. Вторая точка зрения утверждает, что минералы типа селадонит-глауконита и гидроокислы железа формируются на постэруптивной стадии извержения в результате взаимодействия остывающего, но еще горячего лавового потока с морской водой, проникающей в него по трещинам контракции. Нагреваясь, морская вода приобретает кислотные свойства [5] и выщелачивает вещество базальтов, разрушая его наиболее реакционноспособные фазы: оливин и интерстиционное стекло (хлорофейт) существенно железомagneзимального состава [2]. При этом выщелоченное вещество частично осаждается в виде глауконит-селадонита и гидроокислов железа и частично поступает в морскую воду, являясь одним из источников вещества для седименто- и рудогенеза в океане.

Наконец, существует третья точка зрения, согласно которой парагенез глауконит-селадонитовых и Fe-смектитовых минералов, будучи полигенетичным, может быть связан с гидротермально-гальмиролитическими процессами, сопровождающимися не только новообразованиями этих минералов в пустотах и трещинах, но и при метасоматическом синтезе по матрице различных нестойких железистых силикатных компонентов (оливин, интерстиционное стекло и др.).

Таким образом, в настоящее время сосуществует несколько гипотез происхождения парагенетической ассоциации глауконит-селадонит — окислы железа в базальтах океанов. Следовательно, вопрос о вторичном минералообразовании в базальтах, который автор связывает с нисходящей ветвью гидротермальной ячейки, остается открытым и нерешенным, и поэтому пока преждевременно в столь категорической форме ставить и решать вопрос о стадиях и механизме экстракции рудного вещества из базальтов. Очевидно, В. Б. Курносов должен был бы представить веские доказательства в пользу принимаемой им гипотезы позднего происхождения глауконит-селадонитовой ассоциации. Такие данные в книге отсутствуют, а альтернативные варианты не рассмотрены, что резко обедняет содержание обсуждаемой концепции.

В работе существует ряд петрографических неточностей. В. Б. Курносов отождествляет сидеромелановое стекло, которое, по его мнению, является главным реакционноспособным компонентом базальтов, с интерстиционным стеклом, хотя известно, что интерстиционное стекло в раскристаллизованных базальтах более кислое, чем закалочное. Кроме того, имеются данные и обосновывается точка зрения о том, что в интерстиционных промежутках базальтов помимо относительно кислого стекла с обильными включениями рудных минералов (тахилитового) присутствовало также очень реакционноспособное фемическое стекло (хлорофейт).

Имеется ряд наблюдений, допускающих его выщелачивание на постэруптивной стадии (при взаимодействии остывающих лав с морской водой), при котором образуются так называемые миаролитовые пустоты. Впоследствии эти пустоты выщелачивания могут заполняться сапонитом. Таким образом, на настоящий момент петрографический фундамент для проведения расчета баланса привноса — выноса вещества из базальтов при их изменении не может считаться достаточно аргументированным.

Необходимо остановиться также на методике расчета баланса привноса—выноса вещества из базальтов, даже исходя из тех неточных петрографических допущений, которые содержатся в работе В. Б. Курносова. В качестве наиболее простого примера рассмотрим ту же скв. 504В. При расчете выноса вещества автор сравнивает содержание элементов в измененных породах с реперными неизменными образцами. Для расчета суммарного выноса используются данные по потере химических элементов из 1 м^3 в типичных для этого разреза породах при наиболее распространенном «уровне изменения». Критерием «уровня изменения» принято содержание структурной воды. Наиболее типичным «уровнем изменения» на основании анализа 19 образцов, отобранных автором, для пород скв. 504В принято содержание H_2O^+ около 3% (содержание H_2O^+ колеблется от 1,15 до 6,70%). Данные Дж. Хоннореса с соавт. [7] сильно отличаются от материалов, приводимых В. Б. Курносовым. Так, среднее содержание структурной воды в породах скв. 504В составляет 0,96% (36 анализов, разброс от 0,61 до 2,51%). Близкие цифры получены А. Шараськиным с соавт. [12] — 0,91% (20 анализов, разброс от 0,14—2,41%). Различие, видимо, обусловлено тем, что автор, занимаясь изучением вторичных изменений, отбирал не типичные для разреза образцы, а наиболее измененные. Экстраполируя полученные на основании собственных анализов цифры для расчета 500-метровой колонны базальтов сечением 1 м^2 , он не учел, что в разрезе скважины есть как измененные, так и неизмененные разности пород. Используя в дальнейшем эти цифры для расчета ежегодного выноса вещества из срединно-океанических хребтов, автор предполагает, что стекловатые разности, сходные с породами скв. 504В, с таким же уровнем изменения составляют 50% базальтов, образующихся в зоне спрединга, а оставшиеся 50% составляют массивные базальты типа тех, которые были вскрыты скважинами в Калифорнийском заливе, и характеризуются меньшим уровнем изменения (1—1,4% H_2O^+). Однако содержание стекловатых базальтов в океанической коре, по-видимому, завышено. Стекловатые корни пиллоу-лав в скв. 501, пробуренной вблизи скв. 504В, по нашим подсчетам, составляют 12,5%, остальная часть разреза представлена центральными зонами подушечных лав с интерсертальными и офитовыми структурами. Как показывает анализ материалов по глубоководному бурению, в океанической коре массивные разности распространены достаточно широко. Так, в 49-м рейсе (хр. Рейкьянес, северная часть Срединно-Атлантического хребта) из 450 м, пройденных по базальтам, 330 м пройдено по массивным разностям и только 120 м, т. е. около $\frac{1}{4}$, по пиллоу-лавам.

Таким образом, цифры ежегодного выноса химических элементов из срединно-океанических хребтов, полученные автором, не имеют достаточного обоснования и явно завышены. Особенно важно подчеркнуть, что если расчет привноса — выноса и допустимо делать для отдельных скважин (полигонов), разумеется, при корректном учете петрографических разновидностей базальтов и их особенностей, то экстраполировать эти результаты на весь океан, вряд ли правильно.

При расчетах балансов выноса рудного вещества нельзя не учитывать также базальты, измененные на уровне фации зеленых сланцев, породы третьего слоя океанической коры и, возможно, привнос из верхней мантии. Имеющиеся наблюдения показывают, что процессы экстракции вещества из базальтов на этой стадии подчиняются иным закономерностям, чем в случае базальтов поверхностного слоя. Так, в верхних горизонтах базальтов второго слоя часто изменяются плагиоклазы и остаются свежими клинопироксены, тогда как при зеленокаменных изменениях картина обратная. Существенная часть вещества, которая выносятся в океан в районе действия «черных» и «белых» курильщиков, несомненно, экстрагировалась из более глубоких горизонтов океанической коры, чем вскрытые в настоящее время глубоководными скважинами.

Нет данных, что высокотемпературные гидротермальные потоки, разгружающиеся в районе «черных» и «белых» курильщиков и поднимающиеся с достаточно большой скоростью с относительно больших глубин, ответственны за вторичное минералообразование в верхних горизонтах базальтовой толщи. Медленно просачивающиеся гидротермальные растворы вряд ли могут существенно выносить вещество из верхней части базальтовой толщи, поскольку оно, по-видимому, участвует в залечивании разнообразных пустот в базальтах.

Несмотря на сделанные замечания, книга В. Б. Курносова является вкладом в развитие наших знаний о связи осадко- и рудообразования в океанах с преобразованием базальтов океанического субстрата. Полученные автором данные, несомненно, приведут к интенсификации исследований в этом направлении. Заслуга В. Б. Курносова состоит в том, что его работа вызвала и, очевидно, будет вызывать дискуссию, что, как нам кажется, является надежной гарантией от догматического подхода к рассматриваемой важной и очень сложной проблеме.

Литература

1. Каледа К. Г. Вторичные изменения четвертичных базальтов рифтовой долины хр. Рейкьянес // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 6. С. 45—55.
2. Курносов В. Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлогенные отложения. М.: Наука, 1986. 252 с.
3. Симанович И. М., Дриц В. А., Дайняк Л. Г. Сметиты и изотропные фазы в базальтах Северного Тимана // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 1. С. 86—103.
4. Bass M. N. Secondary minerals in oceanic basalts with special reference to leg 34 DSDP // Initial Reports of DSDP. V. 34. Wash., 1976. P. 393—432.

5. *Bischoff J. L., Seyfried W. E.* Hydrothermal chemistry of sea-water from 25 to 350° C//*Amer. J. Science.* 1978. V. 278. P. 838—860.
6. *Bonatti E.* The origin of metal deposits in the oceanic lithosphere//*Sci. Amer.* 1978. V. 238. № 2. P. 54—61.
7. *Honnorez J., Laverne C., Hubberten H.-W. e. a.* Alteration processes in layer 2 basalts from Deep-Sea Drilling Project Hole 504B, Costa Rica Rift//*Initial Reports of DSDP.* V. 69. Wash., 1983. P. 509—546.
8. *Humphris S. E., Melson W., Thompson R. N.* Basalt weathering of the East Pacific Rise and the Galapagos Spreading Center, Deep-Sea Drilling Project. Leg 54//*Initial Reports of DSDP.* V. 54. Wash., 1980. P. 773—787.
9. *Kawahata H.* Hydrothermal systems in the Mid-Oceanic Ridge//*Mining Geol.* 1983. V. 3. № 5. P. 347—365.
10. *Noak Y., Emmermann R., Hubberten N.-W.* Alteration in site 501 (leg 68) and site 504 (leg 69) basalts: preliminary results//*Initial Reports of DSDP.* V. 68/70. Wash., 1983. P. 497—508.
11. *Perisev N. N., Boronikhin V. A.* Alteration zones near vein in basalts from DSDP 501/504 and 505, Costa Rica Rift//*Initial Reports of DSDP.* V. 63. Wash., 1983. P. 565—572.
12. *Sharaskin A. Ya., Migdisov A. A., Rostschina I. A., Miklishansky A. Z.* Major- and trace-elements chemistry of Hole 504B basalts and their alteration products (Costa Rica Rift, DSDP, Leg. 70)//*Initial Reports of DSDP.* V. 63. Wash., 1983. P. 565—572. 775—789.
13. *Toth J. R.* Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron//*Bull. Geol. Soc. Amer.* 1980. Pt 1. V. 91. P. 44—54.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
26.V.1987

УДК 550.4 : 552.124.4 : 553.31/32

ЦЕННОЕ ОБОБЩЕНИЕ ПО ГЕОХИМИИ ОКЕАНСКИХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

САВЕНКО В. С.

В последние годы резко повысился интерес к железомарганцевым конкрециям (ЖМК) океана, которые приобрели статус важного промышленного источника марганца и особенно ряда цветных металлов (медь, никель, кобальт и др.). Число публикаций, посвященных океанским ЖМК, все время возрастает и, несмотря на наличие нескольких отечественных и зарубежных монографических изданий, остро ощущается необходимость в современном обобщении имеющегося огромного фактического материала. В этом плане несомненно позитивным явлением следует считать выход в 1986 г. книги Г. Н. Батурина «Геохимия железомарганцевых конкреций океана», в которой систематизированы и обобщены данные по геохимии океанских ЖМК, включая результаты исследований самого автора.

Важной особенностью монографии Г. Н. Батурина является то, что рассмотрению геохимии ЖМК предшествует детальное изложение основных черт геохимии марганца — основного рудного компонента конкреций, с которым связано обогащение их цветными металлами, а также редкими и рассеянными элементами. В этой части приводятся сведения о распространении марганца в метеоритах, породах земной коры, аэрозолях, донных осадках морей и океанов, гидротермальных водах, живых организмах и дается оценка роли отдельных процессов в поставке марганца в современный океан. Такой всеобъемлющей сводки по геохимии рассеянного марганца в литературе до сих пор не было, что делает ее весьма полезной не только для специалистов в области изучения океанских ЖМК, но и для широкого круга геологов, занимающихся исследованием осадочных процессов.

Вторая часть монографии Г. Н. Батурина посвящена собственно геохимии океанских ЖМК. В ней достаточно подробно изложены сведения о распространении, морфологии, внутреннем строении и минералогии ЖМК, хотя, на наш взгляд, раздел о минеральном составе ЖМК, и особенно в отношении главных рудных минералов, можно было бы сделать более развернутым и полнее отразить работы Ф. В. Чухрова и его сотрудников. Особый интерес вызывает десятая глава монографии, посвященная обобщению данных о содержании в ЖМК редких и рассеянных элементов. Здесь суммированы практически все имеющиеся сведения о распространенности химических элементов в океанских ЖМК и получены средние их величины. Несомненно, что этот раздел, включающий результаты интенсивных исследований самого автора, проведенных в последние 7—8 лет, наиболее значительный в монографии. После его прочтения ясно, что океанские ЖМК в настоящее время стали одним из наиболее изученных в геохимическом отношении геологических объектов. Приводимые Г. Н. Батуриным средние концентрации почти 80 элементов послужат прекрасным ориентиром при разработке комплексных технологических схем переработки ЖМК.

С точки зрения генезиса океанских ЖМК чрезвычайно полезна глава о возрасте и скорости их роста. Автор провел очень трудоемкую работу по обобщению радиометрических, палеонтологических, палеомагнитных и других данных о скорости роста океанских конкреций. Вывод о значительно меньшей скорости роста ЖМК по сравнению со скоростью осадкообразования представляется вполне аргументированным, но причины преимущественного нахождения их на поверхности океанских осадков остаются невыясненными.

Последняя, 12-я глава посвящена рассмотрению проблем генезиса океанских ЖМК и включает разделы об источнике рудного вещества конкреций, причинах нахождения ЖМК на поверхности дна, биогенных факторах формирования, а также небольшой раздел о сульфидах и самородных металлах. На наш взгляд, это наименее удачный раздел монографии, поскольку в нем отсутствует критический анализ существующих взглядов на происхождение конкреций (с той же степенью детальности, которая имеется в других разделах) и недостаточно ясно изложена позиция самого автора по этому важному вопросу. Впрочем, такая цель, возможно, и не ставилась автором, который свой труд скромно назвал сводкой.

В заключение, давая самую высокую оценку книге Г. Н. Батурина, нельзя не отметить удивительно малый ее тираж — всего 750 экз., который явно не сможет удовлетворить спрос многочисленных исследователей, занятых изучением океанских ЖМК. Видимо, издательству следует более дифференцированно подходить к вопросу о тираже научных специальных монографий и учитывать актуальность затрагиваемых тем не только в настоящее время, но и в перспективе.

Московский государственный
университет

Поступила в редакцию
26.VI 1987

ХРОНИКА

УДК (0.9) : 553.94

ЗАСЕДАНИЕ КОМИССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО КОМИТЕТА ПО ПЕТРОЛОГИИ УГЛЕЙ (ЮГОСЛАВИЯ, 1985)

ТИМОФЕЕВ П. П., БОГОЛЮБОВА Л. И

В г. Дубровнике (Югославия) с 23 по 28 сентября 1985 г. состоялась 38-я сессия трех комиссий Международного комитета по петрологии углей (МКПУ): I. Общая петрология углей. II. Использование данных петрологии углей в геологии. III. Использование данных петрологии углей в промышленности. На заседании присутствовало 62 человека из 23 стран мира (Австралии, Великобритании, Африки, Бельгии, Болгарии, Бразилии, Венгрии, Нидерланд, Испании, Канады, Китая, Новой Зеландии, Польши, Португалии, Румынии, СССР, США, Югославии, Франции, ФРГ, Чехословакии, Швеции и Японии). От Советского Союза в работе комиссии приняли участие чл.-кор. АН СССР *П. П. Тимофеев* (ГИН АН СССР), *Л. И. Боголюбова* (ГИН АН СССР), *Н. В. Лопатин* (ГЕОХИ АН СССР).

Пленарное заседание 23 сентября было открыто профессором геолого-палеонтологического института Белградского университета *М. Ерцеговачем* (СФРЮ), который приветствовал участников сессии. Президент МКПУ *Б. Альперн* (Франция) сообщил программу работ сессии.

Далее генеральный секретарь МКПУ *М. Вольф* (ФРГ) приветствовала избрание *А. Г. В. Смита* (Великобритания) на пост президента комиссии I по общей петрологии углей.

На заседании комиссии I основное внимание было уделено стандартизации и автоматизации методов измерения отражения витринита и других микрокомпонентов, измерения флюоресценции битуминозных компонентов, выяснению влияния фациального типа осадка на изменение величины отражения витринита, а также вопросам терминологии и описания переходных микрокомпонентов от витринита к инертиниту, которые нередко встречаются в большинстве типов углей Гондваны.

В. П. Пфистерер (ФРГ), обобщая результаты межлабораторных исследований по стандартизации измерения отражения витринита, коллорезинита и резинита, выявил большой разброс значений, обусловленный трудностями диагностики коллорезинита, а также нерешенностью проблемы измерения величины отражения витринита среди рассеянного ОВ в породах.

К. Оттенъян (ФРГ) доложил результаты межлабораторных исследований по стандартизации измерения флюоресценции. Он показал, что интенсивность флюоресценции компонентов углей зависит от длительности их облучения ультрафиолетовым светом в интервале времени от 0 до 20, 40, 60 с. Разность в интенсивности свечения первого (при 0) и последующего облучения названа им *альтерацией*, которая указывает на степень углефикации угля и присутствие в нем вторичного битума.

К. Диссел (Австралия) обратил внимание на необходимость подразделения микрокомпонентов группы инертинита на действительно инертные и реактивные. Он показал, что при помощи традиционного ультрафиолетового облучения инертинитовые мацералы в углях не флюоресцируют. Однако он обнаружил флюоресценцию инертинита при облучении их светом с большими длинами волн. По данным *К. Диссела*,

угли, содержащие значительную долю реактивного инертинита (микринита, инертдетринита), обладают повышенной коксумкостью и способствуют образованию прочного кокса.

На заседании комиссии II по использованию данных петрологии углей в геологии (президент *П. Робер*, Франция) основное внимание было уделено пониманию, терминологии и выявлению характерных признаков микрокомпонентов РОВ гумусового и сапропелевого ряда, являющихся источниками нефти и газа. Работа комиссии направлена на разработку международной классификации микрокомпонентов РОВ.

Для выработки более объективного и унифицированного понимания отдельных микрокомпонентов РОВ были проведены межлабораторные исследования единичных образцов. Сравнивались величины отражения витринита угля (РОВ 32) и тесно связанного с ним горючего сланца (РОВ 33), для того, чтобы выявить роль фациального типа осадка на преобразование витринита. Как доложил *В. Калькреут* (Канада), оказалось, что витринит из нефтяного сланца имеет большой разброс значений отражения, характеризующихся в целом более низкими показателями, чем витринит из угля. В процессе дискуссии был сделан вывод, что витринит из сланца не может характеризовать стадию литогенеза осадка, которая более достоверно определяется характером флюоресценции водорослей.

Следует отметить, что влияние литологического и фациального типов осадка на преобразование ОВ было показано впервые в работах *П. П. Тимофеева* и *Л. И. Боголюбовой* еще в 1971 г.

Были проведены также межлабораторные исследования отражения витринита РОВ пород, залегающих на различном расстоянии от дайки долерита, с целью выяснения роли температуры в преобразовании РОВ пород. *Н. Бостик* (США) продемонстрировал хорошую сходимость результатов, полученных из разных лабораторий. Советские исследователи использовали для измерения величины отражения витринита английский прибор высокой разрешающей способности «Мажискан», который отличается большой стабильностью и возможностью измерения частиц витринита размером до 3 мк.

Обсуждался вопрос терминологии и разграничения первичного и вторичного витринита. Советские участники заседания, основываясь на генетическом принципе, предложили первичный витринит именовать сингенным, т. е. образовавшимся в момент формирования осадка, а вторичный — аллотигенным, т. е. принесенным с источника сноса в готовом виде. *П. Робер* и *А. Кук* (Австралия) предложили первичный витринит назвать автохтонным. Было решено продолжать исследование этого сложного вопроса, так как от правильного определения типа витринита в РОВ зависит точность определения стадии литогенеза ОВ и вмещающих его пород, а, следовательно, и безошибочность прогноза как нефтегазоносности площадей, так и углей нужного качества.

Оживленной была дискуссия по поводу термина «мигробитум» (*Джэкоб*, ФРГ). Отмечалось, что этот термин не подходит для веществ, нерастворимых в органических растворителях. В связи с этим был предложен ряд других терминов для его замены, а именно: «твердый битум», «битуминит», «эксудатинит», «петробитум». Не было единого мнения и по вопросу: является ли это вещество мацералом или нет?

Далее обсуждался термин «аморфинит», предложенный для обозначения аморфного вещества сапропелевых морских осадков РОВ осадочных пород и углей. Одновременно возник вопрос о его генезисе. Оказалось, что этот термин объединяет различные по генезису вещества. Советские члены комиссии считают, что гумусовое аморфное вещество следует назвать гелинитом-коллинитом, а сапропелевое — сапро-коллинитом, что подчеркивает исходный материал, послуживший их образованию.

Заседание комиссии III по использованию данных петрологии углей в промышленности (президент *А. Девис*, США) было связано с обсуждением универсальной промышленной классификации углей горючих ископаемых, характеристик и свойств микрокомпонентов углей, ответственных за процесс коксования и качество кокса.

Б. Альперн предложил вариант промышленной классификации углей, параметрами которой являются: 1) степень метаморфизма горючего ископаемого; 2) тип горючего ископаемого; 3) фация. Выделено три категории метаморфизма горючих ископаемых: лигнитовая, битуминозная и антрацитовая, каждая из которых подразделяется на гипо-, мезо- и мета. Установлено три типа горючих ископаемых по петрографическому составу: фюзинитовый, лейптинитовый и витринитовый. Дано три подразделения фаций: угли, промежуточные горючие ископаемые, сланцы. Эта классификация основывается на методах флюоресцентной микроскопии лейптинита, измерения показателя отражения витринита и определения палеотемператур. Дискуссия развернулась в основном по границам категорий метаморфизма горючих ископаемых. Единогласно была принята граница между металигнитом и гипобитуминозным углем, равная величине отражения 0,6%. Не все члены комиссии были согласны с границей битуминозного угля и антрацита по величине отражения 2,00%. Остался дискуссионным вопрос границ по отражению витринита между гипо- и мезоантрацитом; мезо- и метаантрацитом.

К. Диссел в своем выступлении указал на недооценку потенциала коксования углей, богатых инертинитом. Им было отмечено, что инертинит с интенсивностью флюоресценции более 3% спекается полностью и становится составной частью кокса. Инертинит с интенсивностью флюоресценции между 3 и 1% спекается частично. Лишь инертинит с интенсивностью флюоресценции менее 1% остается полностью инертным.

М. Бенгтсон (Швеция) обратил внимание на различную степень сгорания голландского угля, бедного инертинитом, и гондванского — богатого им.

На заключительном пленарном заседании комиссий были подведены итоги работы 38-й сессии МКПУ, единогласно была выдвинута кандидатура *Д. Марчисона* (Великобритания) для награждения его медалью «Тиссена».

Далее президент МКПУ *Б. Альперн* от лица всех участников 38-й сессии МКПУ выразил благодарность *М. Ерцеговаку* и его сотрудникам за хорошую организацию встречи в г. Дубровнике.

Геологический институт
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
30.IX.1986

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ!

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом **через два интервала** с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Название фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Латинские буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были проведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи на отдельном листе. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, интервал страниц, а для книг — издательство, место и год издания, интервал страниц.
10. Список литературы составляется по алфавиту, слева указывается порядковый номер, на который в тексте ссылаются, указывая его в квадратных скобках.
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз), например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них подписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий в случае необходимости — «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий, различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможно максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и photographиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (3/4 страницы), отпечатанные на машинке в двух экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),
РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А.,
ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора),
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G.,
KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor),
RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P.,
KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 30.03.88	Подписано к печати 11.05.88	Т-01893	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отт. 12,4 тыс.	Уч.-изд. л. 15,0 Бум. л. 4,5
Тираж 966 экз. Зак. 4530			

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121059, Москва, Шубинский пер., 6

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70493